132.030

UTUL POLITEHNIC IAŞI
FACULTATEA DE CONSTRUCŢII

Prof. Dr. ing. TUDOR SILION

GEOLOGIE GEOTEHNICĂ ŞI FUNDAŢII

VOL. I

— 1971 —

132.030

P R E F A T A

Cursul de geologie, geotehnică şi fundaţii a fost conceput în ideea de a servi atît studenţilor facultăţii de hidrotehnică , secţia de construcţii hidrotehnice , cît şi studenţilor de la secţia de Imbunătăţiri funciare şi Construcţii civile şi industriale , la care volumul de cunoştinţe de geologie este mai redus.

Noţiunile de geologie introduse în curs , se referă la acele probleme care vor servi ulterior la dezvoltarea diferitelor capitole de geotehnică şi fundaţii precum şi altor cursuri ca: Alimentări cu apă , Construcţii hidrotehnice, Regularizări de rîuri , navigaţie şi porturi, Lucrări edilitare , Hidraulică şi amenajări hidraulice.

In elaborarea cursului s-a avut în vedere cunoştinţele de geologie căpătate de studenţi în liceu şi la disciplinele din anul I , ca de exemplu "chimie şi materiale de construcţii " .

La geotehnică şi fundaţii s-au folosit noţiunile cunoscute de la Rezistenţa materialelor şi elasticitate ; Statică , stabilitatea şi dinamica construcţiilor , Beton armat, care au fost aplicate în problemele acestei disciplne pe lîngă noţiunile ei specifice.

Avînd în vedere că pentru construcţiile hidrotehnice de multe ori terenul de fundaţie este reprezentat de către roci stîncoase (tari), în capitolele de geotehnică s-au introdus şi o serie de noţiuni din mecanica rocilor tari (stîncilor).

Aceasta a permis a trata în mod unitar problemele legate de terenul de fundaţie , indiferent de faptul dacă este alcătuit din roci tari sau roci moi .

S-a căutat pe cît posibil să se evite suprapunerile cu alte cursuri , ceea ce a avut drept consecinţă că unele probleme care au fost sau vor fi tratate la alte cursuri , aici să fie doar enunţate sau tratate sumar, pentru înţelegerea problemei specifice disciplinei. Dezvoltarea lor urmează să aibe loc la cursurile unde au o pondere mai mare ca de exemplu la :hidraulica albiilor naturale la Hidraulică şi la Regularizări căi navigabile , porturi.

Stabilirea conţinutului cursului s-a făcut ţinînd seama de sarcinile concrete din domeniul construcţiilor ce decurg din Documentele Congresului X al P,C.R. S-au avut în vedere lucrările de construcţii ce urmează a fi executate în planul cincinal 1971 - 1975, şi în planul de perspectivă pînă în 1980 , anticipîndu-se asupra problemelor care ar fi posibile să apară cu ocazia realizării lor.

Pentru elaborarea cursului s-a folosit un material bibliografic cuprinzînd atît lucrările cele mai semnificative de la noi din ţară cît şi din alte ţări.

I N T R O D U C E R E

Obiectul cursului. Legătura cursului cu alte discipline.

Construcţiile transmit părţii superficiale a scoarţei globului terestru , presiunile ce se dezvoltă la baza lor, ca urmare a sarcinilor permanente şi utile care acţionează asupra acestor construcţii.

Partea construcţiei care asigură transmiterea acestor presiuni în condiţiile prevăzute de calculul static al sistemului , în aşa fel încît să nu pună în pericol buna ei exploatare poartă denumirea de fundaţie.

Zona din scoarţa în care datorită executării construcţiei, au loc schimbări faţă de situaţia anterioară poartă denumirea de teren de fundaţie .

Cursul de geologie, geotehnică şi fundaţii este disciplina care studiază posibilităţile constructive de a transmite în modul cel mai raţional sarcinile construcţiei la terenul de fundaţie, ţinînd seama de proprietăţile acestuia , de materialul din care este realizată fundaţia şi de schema statică a structurii de rezistenţă a construcţiei.

Terenul de fundaţie este alcătuit din diferite roci ,care compun scoarţa globului . Pentru a prevedea comportarea rocilor sub sarcină trebuie să cunoaştem : natura şi geneza lor, condiţiile lor de zăcămînt, caracteristicile lor fizice şi mecanice şi influenţa variaţiei factorilor naturali şi artificiali din amplasament asupra acestora, modul de distribuire a eforturilor

unitare şi a deformaţiilor în masa lor şi modul lor de cedare sub acţiunea solicitărilor,

Problemele enumerate mai sus fac parte din problemele cu care se ocupă , într-un sens mai larg ştiinţele geologice. Geologia ca ştiinţă generală , are ca obiect de cercetare studiul evoluţiei şi structurii globului terestru, ea cuprinzînd o serie de ramuri de studii, care s-au dezvoltat din principalele ei capitole. Astfel distingem " Geofizica " care studiază proprietăţile fizice ale Terrei " Geochimia " care studiază proprietăţile ei chimice , " Mineralogia " care studiază mineralele din structura globului , " Petrografia " care studiază rocile globului , " Geologia inginerească " care studiază scoarţa terestră în legătură cu lucrările inginereşti ce urmează a fi executate în ea. "Geomorfologia " , studiază formele de relief, geneza şi evoluţia lor , "Pedologia " studiază solul care reprezintă partea cea mai superficială a scoarţei , caracterizată prin fertilitate " Hidrogeologia " studiază originea , condiţiile de zăcămînt, proprietăţile fizice şi chimice şi dinamica apelor subterane "Hidrologia" studiază geneza şi regimul apelor superficiale.

Alegerea celei mai raţionale soluţii constructive pentru o fundaţie nu se rezumă însă numai la cunoaşterea unei serii de noţiuni din disciplinele enumerate mai sus. Ea face apel în afară de disciplinele geologice şi la discipline din domenii ca Matematică, Fizică, Mecanica construcţiilor , Chimie fizică şi Chimie coloidală .

Importanţa disciplinei pentru rezolvarea problemelor inginereşti specifice construcţiilor .

Realizarea unei construcţii, presupune rezolvarea unei probleme tehnice foarte complicate, deoarece ea trebuie să asigure satisfacerea unei serii de condiţii dintre care cele mai importante sînt: funcţionalitatea , stabilitate şi rezistenţă, dura-

bilitate şi economicitate.

Respectarea ultimelor trei condiţii este strîns legată de evaluarea rezistenţei şi stabilităţii terenului de fundaţie, care este o problemă deosebit de dificilă avînd în vedere, diversitatea mare a rocilor ce se pot întîlni în alcătuirea terenului de fundaţie, condiţiile diferite de zăcămînt în care se află şi acţiunea în timp a factorilor fizico- geologici. Neluarea în considerare a condiţiilor geologice şi hidrogeologice , şi a viitoarei comportări a rocilor sub acţiunea sarcinilor poate duce la accidente uneori catastrofale.

Astfel barajul de beton Saint Francis din California, lung de 4oo m şi avînd o înălţime ce depăşea 6o m a fost distrus din cauza cedării terenului de fundaţie alcătuit din conglomerate şi straturi de ghips. In momentul distrugerii , s-a produs un val avînd o înălţime de 6o m, care a distrus totul în cale. Cantitatea de apă care s-a scurs prin săpătură într-un interval de timp scurt a fost de 46 milioane de metri cubi. Partea centrală a barajului a rămas pe loc, părţile laterale fiind complet distruse.

In mod asemănător a fost distrus un baraj în Algeria în urma pierderii stabilităţii unor gresii argiloase şi barajul de la Fréjus din sudul Franţei.

Dezvoltarea tehnicii executării fundaţiilor pe plan mondial şi naţional.

Problemele legate de fundarea construcţiilor au apărut din cele mai vechi timpuri , încă din antichitate, cu ocazia construirii digurilor , a canalelor navigabile, a porturilor , a apeductelor , etc. Practica a dovedit cu ocazia realizării acestor construcţii că se obţin deformaţii mai reduse ale terenului de fundaţie şi o stabilitate mai mare dacă ele cuprind în alcătuirea lor o parte distinctă care este coborîtă sub nivelul terenului natural.

Execuţia lucrărilor în această perioadă a fost foarte încetă, folosindu-se pentru realizarea lor metode neperfecţionate (rudimentare).

Preocuparea fixării cunoştinţelor privind executarea construcţiilor era reflectată în acea vreme prin întocmirea unor documente scrise cum ar fi cele"Zece cărţi despre arhitectură " ale lui Iulius Caesar Vitrunius şi descrierea unor accidente în construcţii de Publius Cornelius Tacitus.

In Evul Mediu , fărămiţarea economică şi politică , rolul dominant al bisericii ; fac să apară o stagnare şi chiar un regres în domeniul construcţiilor, atenţia fiind îndreptată în special spre construcţiile feudale bisericeşti şi laice. Supremaţia bisericii se reflectă într-o frînare a dezvoltării ştiinţei şi tehnicii.

Renaşterea, stimulînd dezvoltarea artelor şi a ştiinţei. pune din nou problema realizării unor construcţii după modelul celor antice. De asemenea apare din nou necesitatea unor documente scrise pentru a lărgi experienţa acumulată în acest domeniu, cum ar fi de exemplu tratatul lui Andrea Palladio intitulat " Patru cărţi despre arhitectură" (157o).

Caracteristic perioadelor menţionate este faptul că documentele scrise privind proiectarea şi realizarea fundaţiilor au mai mult caracterul unor recomandaţii practice şi se bazează pe sinteza unor date empirice acumulate din experienţa construcţiilor veacurilor premergătoare . Nu apar cu această ocazie probleme cu caracter teoretic, nefiind suficient dezvoltate ştiinţele pe care se bazează astăzi cunoştinţele tehnice.

In capitalism,apare din nou o dezvoltare a forţelor de producţie în perioada producţiei manufacturiere, atingînd un nivel înalt la începutul secolului XVIII în legătură cu revoluţia industrială provocată de maginism .

Importanţa lucrărilor executate impune şi abordarea teoretică a problemelor , ce devine posibilă prin dezvoltarea ştiinţelor fizice şi chimice din secolele precedente.

Astfel apar lucrări tratînd probleme ca " Impingerea pămîntului " avînd ca autori pe Bullet (1691), Belidor (172o) Couplet (1727).

Pe baza acestor materiale , Ch .A.Coulomb în 1773 rezolvă într-o anumită ipoteză problema împingerii pămîntului, teoria sa fiind dezvoltată ulterior de Poncelet, Rebhann ,Culmann şi alţii.

In anul 1856 W.J.M.Rankine foloseşte primul principiul stării limita de eforturi unitare într-un masiv semiinfinit lucrarea sa fiind întregită de M.Levy (1867) , Jean Résal,Kötter şi Massau, Frontard şi rezolvată sub o formă generală de V.V.Sokolovschi, şi de Goluşchievici.

In ţara noastră primele studii referitoare la proprietăţile fizico - mecanice ale pămînturilor s-au efectuat cu ocazia cercetării condiţiilor de fundare pentru palatul administrativ C.F.R. din Bucureşti (1936) . S-au recurs pentru aceasta la specialişti din Viena , unde în 1925 a apărut cartea profesorului K.Terzaghi "Erdbaumechanik auf Bodenphysikalischer Grundlage" care pune bazele geotehnicei . Imbinarea examinării şi explicării ştiinţifice a proprietăţilor pămînturilor cu cunoştinţele teoretice dezvoltate pînă atunci, a dus la apariţia noii discipline.

In 1938 cu ocazia necesităţii construirii unei reţele de 7o de silozuri s-a făcut apel pentru cercetarea terenului de fundaţie la Academia de mine din Freiberg . Legătura cu aceasta dovedindu-se greoaie în 1939 se trimit ingineri români la specializare la laboratorul geotehnic din Freiberg , şi se creează în acelaşi an laboratorul geotehnic al Direcţiei Silozurilor

regionale din Bucureşti . In 1941 se trimit din nou pentru inrormare ingineri la specializare, iar în 1950 se înfiinţează Divizia Geotehnică de la I.P.C. In prezent există laboratoare geotehnice pe grupe de judeţe , laboratpare centrale pe ministere, institute de cercetare şi catedre cu acest profil în învăţământul tehnic superior.

Sarcini de viitor în domeniul construcţiilor hidrotehnice la noi în ţară.

In directivele Congresului al X-lea al Partidului Comunist Român se prevede o dezvoltare a resurselor energetice în perioada 1971 - 1980 precum şi importante lucrări legate de gospodărirea apelor şi creşterea nivelului de trai a populaţiei .

Astfel urmează a fi terminate şi executate o serie de amenajări hidroenergetice , acordîndu-se prioritate acelora care asigură folosirea complexă a apelor. Se va termina hidrocentrala Porţile de Fier, şi se vor realiza noi puteri pe rîurile Lotru , Argeş, Olt, Someş , Sebeş continuîndu-se amenajarea Dumării , Oltului, Sebeşului . Se va folosi de asemenea potenţialul Siretului , Rîului mare şi al altor cursuri de apă . Pe Dunăre urmează a se executa o hidrocentrală la Izlaz.

Se vor executa de asemenea noi lucrări de îndiguiri şi desecări în Lunca Dunării şi pe rîurile interioare.

In vederea sporirii participării flotei proprii la transportul mărfurilor de import şi export se va dubla capacitatea flotei maritime, se va dezvolta flota fluvială şi se va mări capacitatea de trafic a porturilor , completîndu-se înzestrarea acestora . De asemenea în problema ridicării nivelului de trai al populaţiei se va îmbunătăţi dotarea tehnico- edilitară a oraşelor , se vor dezvolta reţelele de distribuţie a apei şi de canalizare , construcţia de locuinţe.

In dezvoltarea tuturor acestor sarcini , geotehnicei îi revine un rol foarte important , dacă avem în vedere faptul că marea diversitate a terenurilor de fundaţie face ca din punct de vedere al condiţiilor de fundare , fiecare construcţie să poată fi considerată unicat.

Acest fapt explică şi dezvoltarea mare pe care a avut-o în ultimii ani această disciplină.

P A R T E A I

NOTIUNI DE GEOLOGIE

C a p i t o l u l 1

Cunoştinţe generale asupra pământului.

Structura pământului şi morfologia generală a suprafeţei globului terestru

Partea superficială a scoarţei globului terestru, care serveşte ca teren de fundaţie , sau a cărui material îl folosim ca material de construcţie , reprezintă una din zonele din care este alcătuit globul, şi anume învelişul său superficial solid.

Structura internă a pământului s-a dedus din datele obţinute pe baza propagării undelor seismice. Se consideră că ea cuprinde 3 zone mai importante :

- Litosfera sau învelişul superficial solid ,
- Mantia pînă la o adîncime de 2900 km
- Nucleul de la 2900 km la 6370 km.

Litosfera este formată dintr-o pătură externă numită Sial (cuprinzînd roci ugoare constituite în special din siliciu şi aluminiu) urmată de a doua care se extinde pînă la o adîncime de cca 1200 km denumită Sima (cuprinzînd roci bogate în siliciu şi magneziu).Ultima se caracterizează printr-o activitate ignee,

motiv pentru care mai poartă denumirea de pirosferă. Pirosfera fiind zona de vatră a vulcanilor mai poartă şi denumirea de magnosferă, (fig.I.1). Litosfera are o densitate medie de 2,7 pe cînd pirosfera 3,5 - 4.

Grosimea sial-ului este variabilă, ea fiind de 5 - 1o km în dreptul fundului oceanelor şi 7o - 8o km pe continente în dreptul lanţurilor muntoase.

In mod direct se cunoaşte scoarţa globului numai pînă la adîncimea de 6 km, care a fost atinsă prin foraje de adîncime . Prin metode seismice s-a cercetat scoarţa şi pe adîncimi mai mari, emiţîndu-se o serie de ipoteze privind strnctura ei.

Fig. I.1. Structura globului.

Zona superioară a Sial-ului - în grosime de 15 - 25 km este formată în special din granite, iar cea inferioară de 18 - 35 km din bazalte. Discontinuitatea dintre ele se numeşte discontinuitate conrad . Zona de granit este acoperită pe suprafeţe mari de formaţiuni sedimentare , ajungîndu-se la grosimi mari pînă la 4o - 5o km, ca de exemplu în zona continentală a munţilor din Asia . In dreptul oceanelor de multe ori stratul de granit lipseşte , iar stratul de bazalt este aşezat direct sub formaţiuni afînate şi nu depăşeşte grosimea de 5 - 1o km. (fig.I.2).

Partea superficială a litosferei care intră în contact direct cu zonele în care au loc fenomenele de erodare poartă denumirea de scoarţă de dezagregare.

In alcătuirea litosferei se disting două elemente structurale: platforme şi zone geosinclinale.

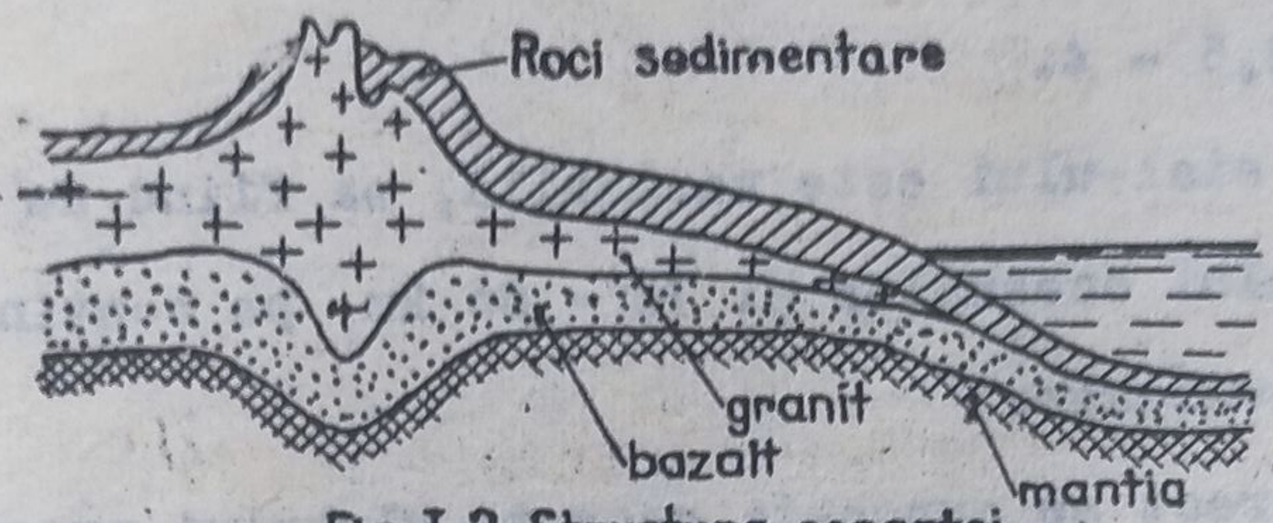


Fig. I.2. Structura scoarţei.

Platformele sînt porţiuni rigide, greu deplasabile ale scoarţei terestre., Relieful acestora se caracterizează prin lipsa unor lanţuri muntoase . Sub rocile sedimentare , la adîncimi relativ reduse , întîlnim fundamentul cristalin . In fig.I.3 se indică platformele şi geosinclinalele de pe glob.

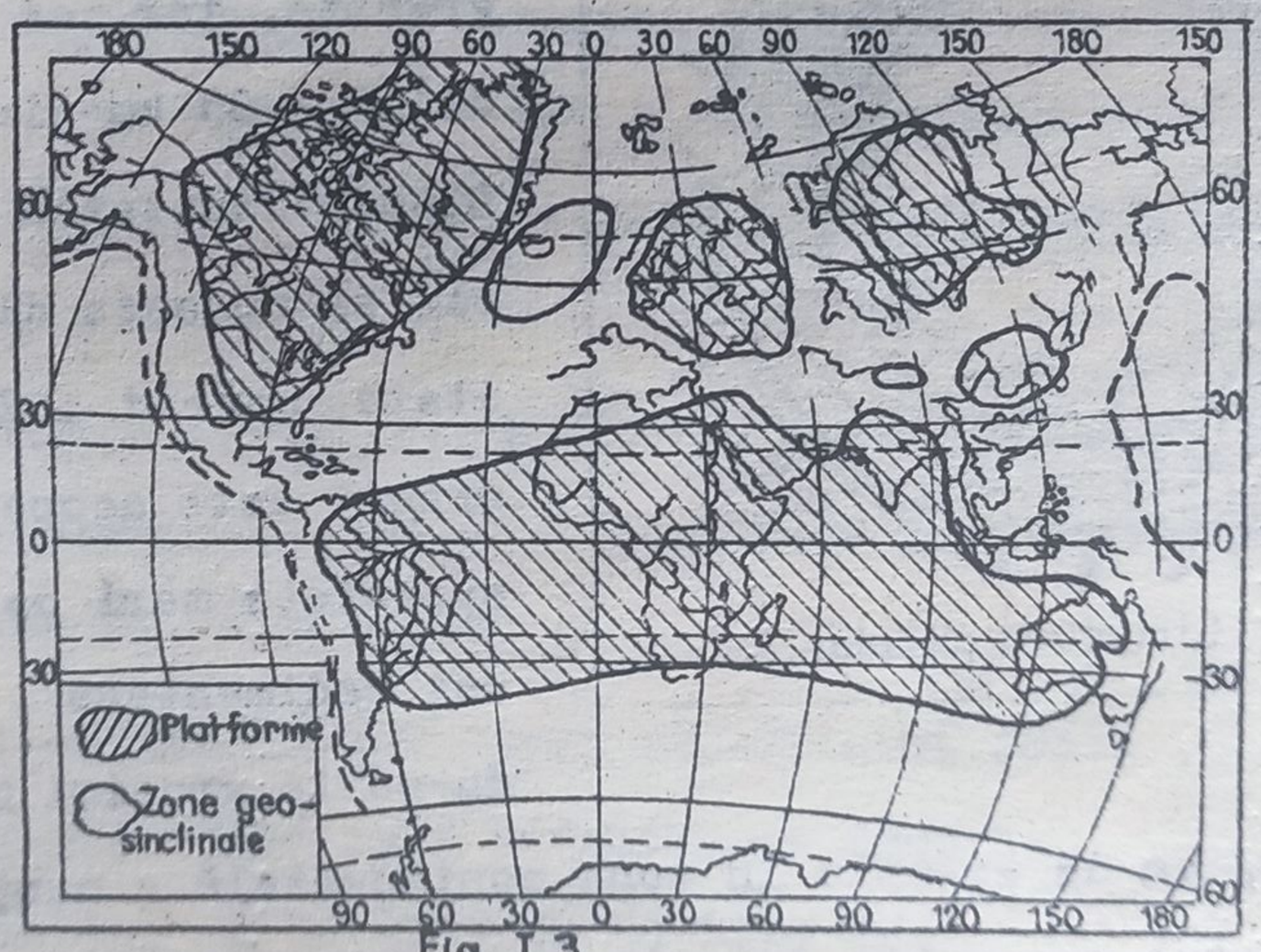


Fig. I.3.

Geosinclinalele sînt zone labile ale scoarţei care se caracterizează printr-o mare dinamicitate . Aici se desfăşoară intens diferite procese geologice ca vulcanismul, formarea munţilor , cutremurele , etc.

In desvoltarea geosinclinalelor distingem două faze. Prima este legată de apariţia în scoarţă a unor denivelări, pronunţate, în care pătrunde apa şi în care are loc acumularea rocilor sedimentare . A doua fază este legată de procesele de formare a munţilor , prin deplasări importante ale depunerilor de pe fundul mării pe orizontală şi pe verticală . Un astfel de exemplu de geosinclinal în faza a doua sînt Alpii - Carpaţii, Caucazul şi Himalaia .

Din punct de vedere morfologic , suprafaţa scoarţei terestre prezintă două aspecte şi anume:

a. Uscatul continental şi insular reprezentînd cca 29,2 % din suprafaţa globului.

b. Mările şi oceanele care ocupă 7o,8 % din această suprafaţă . Din suprafaţa oceanelor 7o% depăşeşte adîncimea de 3ooo m marele gropi abisale , reprezintă 1,5% , iar zona mai puţin adîncă de 2oo m , denumită platforma continentală reprezintă 8,4%, restul fiind ocupat de povîrnişul continental.

Proprietăţile fizice ale pămîntului

Densitatea medie a pămîntului a rezultat ca fiind 5,52 g/cm^3. Ea este variabilă de la suprafaţă spre centrul pămîntului. Astfel rocile din care este alcătuită scoarţa are o densitate care oscilează între 1,4 la 3,3 g/cm^3. Densitatea mantiei este de 4 - 6 g/cm^3 iar densitatea materiei din zona centrală a miezului pămîntului este de 12,2 g/cm^3.

După datele geofizicei presiunea în diferitele înveliguri este deosebită , crescînd cu adîncimea. In centrul pămîntului presiunea este aproximativ 3,5 milioane atmosfere . La adîncimea de 29oo km adică la graniţa dintre miez şi învelişul intermediar ea este de 1,3 milioane atmosfere, iar la adîncimea de 6oo km ,

adică în limitele învelişului Sima de o,2 milioane atmosfere.

Temperatura pămîntului depinde de două surse de căldură: energia termică a soarelui şi energia din miezul însăşi a pămîntului. Acţiunea căldurii solare , este diferită cantitativ variind cu anotimpurile şi cu latitudinea. Variaţia se resimte în special în straturile superioare ale scoarţei (fig.I.4) .

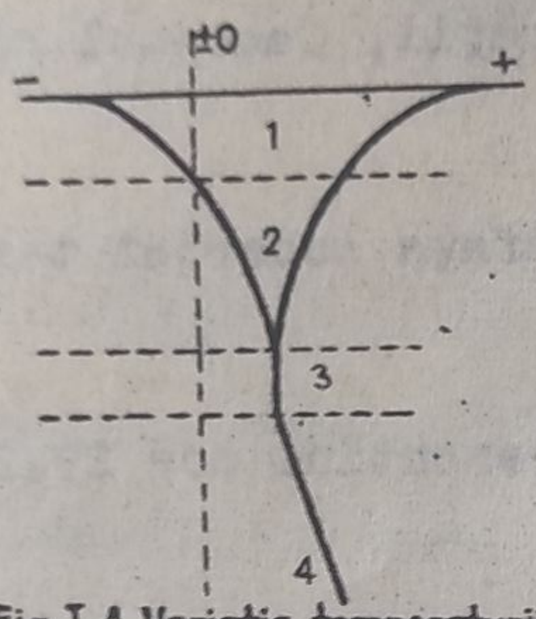


Fig.I.4 Variaţia temperaturii în scoarţa pămîntului

Intr-un punct de suprafaţă , temperatura la o adîncime între 2 pînă la 25 m depinde de mai mult sau mai puţin de temperatura exterioară . La adîncimea menţionată este o centură de temperatură constantă , egală cu temperatura medie anuală , pentru punctul respectiv pe glob. Adîncimea de 25 m se referă la zonele cu variaţii mari de temperatură , iar cea de 2 m la zona ecuatorială.

Sub această centură se observă o creştere a temperaturii, legată de căldura internă a pămîntului, provocată de descompunerea elementelor radioactive din scoarţă. Creşterea temperaturii în scoarţă la fiecare creştere cu 1oo de metri a adîncimii punctului considerat de pe suprafaţă se numeşte gradient geotermic, iar adîncimea la care temperatura creşte cu 1^{o}, treaptă geotermică . Ea are valoarea medie de 33 m dar variază între 6,7 m (Oregon) şi 137,8 m (Alabama) . Această creştere a temperaturii se extinde pe o adîncime de 7o - 8o km pînă la limita inferioară a litosferei.

In ceea ce priveşte starea fizică a miezului pămîntului în ultimul timp este generalizată părerea că tot pămîntul este în stare solidă . Materia miezului pămîntului se comportă sub forţe aplicate instantaneu ca un corp solid tipic, dar la forţe aplicate pe o durată lungă se observă fenomene de curgere lentă.

După datele geofizicei , starea fizică a miezului şi a straturilor intermediare, este diferită. Concluzia rezultă în urma faptului că în limitele miezului se propagă numai oscilaţiile elastice longitudinale, cele transversale neputîndu-se înregistra . Din acest motiv se presupune că miezul se află în starea de substanţă lichidă puternic comprimată . Această presupunere privind starea fizică a pămîntului, totuşi nu explică multe procese geologice în special acţiunea vulcanilor. Din acest motiv s-a emis ipoteza că materia din învelişul sima , în partea sa superioară se încălzeşte periodic foarte puternic prin căldura rezultată din descompunerea radioactivă a substanţelor din stratele mai profunde a scoarţei terestre , formîndu-se coşuri individuale de mase supraîncălzite . Aceste mase supraîncălzite apar de obicei în zonele întinse caracterizate printr-o reducere relativă a presiunii şi pot trece sub forma unor topituri de roci (magmă). Deoarece densitatea acestora este mai mică decît cea a substanţei solide , apare o mărire a volumului lor , ceea ce duce la pătrunderea substanţei topite din învelişul sima în scoarţa pămîntului, şi uneori duce chiar la ruperea acestei scoarţe.

C a p i t o l u l 2

Procesele endogene şi exogene care duc la formarea reliefului

Noţiuni de geomorfologie. Formele de relief şi dezvoltarea lor.

Geomorfologia este ştiinţa care se ocupă cu studiul şi descrierea formelor de relief ale suprafeţei Pămîntului, considerat atît ca un întreg cît şi constituit din forme de relief mari şi forme de relief mici . Ea priveşte relieful din punctul de vedere al originii, dezvoltării,utilizării sale economice şi transformării sale în cadrul activităţii depuse de oameni.

Datele geomorfologice sînt necesare rezolvării unor numeroase probleme practice din domeniul construcţiilor hidrotehnice Astfel ele trebuiesc cunoscute în cercetarea terenurilor supuse eroziunii , în cercetările hidrologice , la construcţia porturilor maritime sau fluviale, la proiectarea şi construirea sistemelor hidroenergetice . Ele sînt foarte utile în special în regiunile cu constituţie geologică slabă, care se transformă sub ochii noştrii, cum sînt: cîmpiile fluviale, ţărmurile lacurilor şi ale mărilor, regiunile cu alunecări de terenuri , unde cunoscînd cursul evolutiv al formelor de relief se pot lua o serie de măsuri pentru evitarea distrugerii construcţiilor.

Relieful este un complex de forme simple sau complicate ale scoarţei pămîntului , a căror combinaţie alcătuieşte ceea ce se numeşte o regiune geomorfologică.

Se deosebesc următoarele forme de relief :

Forme de ordinul I (geotectonice sau geostructurale) în care intră blocurile continentale şi bazinele oceanice care în decursul timpurilor nu şi-au schimbat decît în parte formele sub influenţa fenomenelor geologice.

Forme de ordinul II sînt formele mari tectonice sau macrostructurale ale reliefului scoarţei terestre (macrorelieful) . Aspectele reliefului de ordinul II au fost create de acţiunea constructivă a unor forţe ce provin din interiorul globului terestru denumite forţe endogene . Acţiunea constructivă a acestor forţe a fost denumită , morfostructură.

Ele pot fi grupate în trei grupe :

a. Grupa regiunilor cu structură simplă , tabulară în care intră cîmpiile şi podişurile , orizontale sau slab înclinate, înălţate în masă deasupra nivelului mării prin mişcări de mare amploare ale scoarţei denumite mişcări epirogenetice.

b. Grupa regiunilor cu structură deformată ,care cuprinde în general munţii , ca rezultat a unor mişcări complexe de cutare a scoarţei, denumite mişcări orogenetice.

c. Grupa formelor vulcanice, generate de activitatea vulcanilor.

Formele de ordinul III sînt forme mici , distructive sau sculpturale care constituie amănuntele reliefului scoarţei pămîntului (microrelieful). Ele sînt rezultatul unor agenţi exteriori globului terestru şi care acţionează la suprafaţa sa. In cadrul lor se deosebesc diferite forme , clasificate funcţie de natura agenţilor care le-au provocat şi modul lor de formare ca : forme de eroziune , (sculpturale) forme de acumulare şi forme tectonice.

Descrierea şi explicarea formelor de teren trebuie să ţină seama şi de elementul geologic, adică de natura rocilor.

Natura rocilor prezintă aceeaşi importanţă atît în acţiunea de eroziune (morfosculpturală) cît şi în morfostructură.

In geomorfologie natura rocilor prezintă importanţă numai în măsura în care explică rezistenţa acestora la agenţii externi. In acest sens , geomorfologia ţine seama de următoarele proprietăţi principale fizice şi chimice, ale rocilor : coeziunea , masivitatea, omogenitatea , permeabilitatea şi solubilitatea.

Din cele arătate rezultă că relieful este rezultatul a două acţiuni antagoniste care schimbă în permanenţă suprafaţa ascatului. Astfel fenomenele tectonice (legate de mişcarea scoarţei) şi acumulările de diverse materiale crează relieful constructiv iar eroziunea agenţilor externi dă naştere reliefului distructiv.

Ţinînd seama de aceasta geomorfologia se împarte în două părţi:

a. Morfologia structurală sau morfostructura care corespunde acţiunii constructive , în special a agenţilor din interiorul pămîntului denumiţi agenţi endogeni.

b. Morfologia sculpturală sau morfosculptura care corespunde acţiunii destructive a agenţilor externi denumiţi şi agenţi exogeni .

Formele de relief care corespund acţiunii factorilor externi minori (eroziune) poartă denumirea de morfosculptura minoră, iar cele care corespund acţiunii agenţilor majori (ape curgătoare , mări, gheţari, şi vînturi) morfosculptură majoră. Acţiunea agenţilor majori este precedată , pregătită şi însoţită de acţiunea agenţilor minori .

Relieful scoarţei terestre este într-o continuă schimbare şi transformare sub acţiunea atît a forţelor exogene cît şi a celor endogene . Din acest motiv se consideră că el se află la un moment dat într-o stare de echilibru dinamic sub acţiunea

acestor forţe.

Formele de relief trec printr-un aşa zis ciclu geomorfologic , avînd diferite stadii: de copilărie , de tinereţe , de maturitate şi de bătrîneţe , pînă ajung la faza finală de peneplenă. Aceasta este ea însăşi susceptibilă la schimbări, în momentul în care condiţiile fizico-geologice variază în raport cu condiţiile care au dus la formarea ei.

C a p i t o l u l 3

Noţiuni de geologie dinamică

Geologia dinamică studiază , fenomenele geologice, care acţionează asupra diverselor părţi constitutive ale pămîntului şi modificările pe care le-a încercat şi le încearcă scoarţa sub acţiunea acestora. Partea derivată din ea care studiază învelişul solid din care este formată scoarţa pămîntului (litosfera), poartă denumirea de geodinamică sau geologia dinamică propriu zisă .

Acţiunea atmosferei şi hidrosferei asupra litosferei condiţionată de căldura emisă de soare , constituie geodinamica externă , iar mişcările litosferei şi raporturile ei cu interiorul pămîntului, geodinamica internă .

Forţele care dau naştere acestei acţiuni poartă denumirea de forţe exogene şi forţe endogene ; procesele fizico- geologice corespunzătoare fiind denumite procese exogene şi procese endogene (Ele sînt provocate de agenţii exogeni şi agenţi endogeni).

Cunoaşterea fenomenelor din geologia dinamică este necesară deoarece , natura, condiţiile de zăcămînt şi proprietăţile constructive ale rocilor sînt determinate de caracterul materialelor din care sînt alcătuite rocile, de condiţiile şi mediul în care s-au format şi de fenomenele ulterioare de îndesare, eroziune , cimentare, etc. Din acest motiv calea cea mai eficientă de a studia problemele de mai sus, în scopul aprecierii rocilor din punct de vedere geologic inginerese este de a cunoaşte con-

diţiile formării lor şi agenţii ce acţionează asupra lor şi care sînt legaţi direct de evoluţia globului terestru.

Evoluţia globului terestru, ca un corp cosmic (planeta) este determinată de următoarele condiţii de bază:

1. Existenţa unui înveliş solid al globului, alcătuit din roci solide (litosfera).

2. Rigiditatea şi grosimea relativ redusă a acestei scoarţe.

3. Existenţa în miezul pămîntului (sub scoarţă) a unor procese complexe, care condiţionează regimul termic şi în special fizico - chimic al acesteia.

4. Acţiunea asupra rocilor care alcătuiesc scoarţa şi reliefuI globului, a unor procese fizico - chimice , legate de activitatea atmosferei.

Scoarţa terestră se consideră că nu ar reprezenta decît 1/4oo din diametrul pămîntului, astfel că la o grosime atît de mică practic ea nu poate opune nici o rezistenţă diverselor deformaţii pe care le suferă globul terestru, şi care se reflectă prin procesele endogene .

<u>Procesele endogene</u>

Procesele endogene cuprind următoarele fenomene geologice

- fenomenele magmatice ;
- mişcările seismice ;
- mişcările oscilatorii şi orogenice (tectonice) ;
- procesele de metamorfism.

Fenomenele magmatice - vulcanismul

După cum s-a văzut magma din scoarţa pămîntului în mişcarea ei ascensională , ajunge în apropierea scoarţei solide. Cînd există fisuri şi cînd presiunea gazelor şi vaporilor pe care le conţine învinge rezistenţa scoarţei solide , are loc ieşirea

ei la suprafaţa. Fenomenul geologic numit vulcanism , cuprinde totalitatea manifestărilor din interiorul globului , care are drept rezultat azvîrlirea la suprafaţă a unor produse solide ,topite şi gazoase , denumită erupţie. Temperatura produselor este foarte înaltă , ele fiind alcătuite din materiale solide smulse din stratele superficiale ale scoarţei , silicaţi ai topiturilor magmatice denumită lavă, gaze (CO_2, N ,CH_4, H ,Cl, H_2S) şi vapori de apă.

Drept cauză se consideră existenţa dislocaţiilor adînci , care datorită temperaturii şi presiunii mici în suprafaţă comparativ cu cea din adîncime creează o detentă , care aruncă materialul în afară . Complexul din scoarţă prin care se produce erupţia se numeşte vulcan. Aparatul vulcanic este alcătuit din coş, munte conic şi crater (fig.I.5).

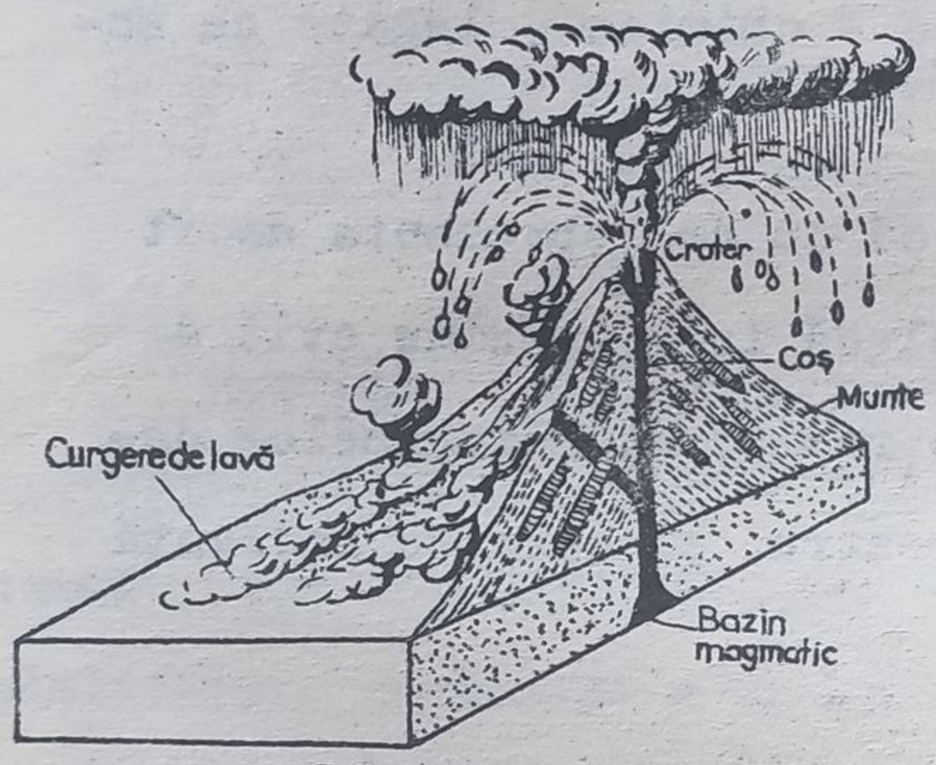


Fig.I.5. Aparat vulcanic

Coşul străpunge scoarţa şi muntele conic reazimă pe ea fiind alcătuit din materialul eliminat de vulcan . Funcţie de materialele din care este alcătuit conul , se pot distinge mai multe tipuri .După gradul de viscozitate al amestecului ieşit la suprafaţă (lavă) , după abundenţa şi presiunea gazelor , evoluţia erupţiei vulcanice este variată şi vulcanul are o structură diferită.

Vulcanismul este un fenomen discontinuu , distingîndu-se vulcanii stinşi şi vulcani activi

Mişcările seismice (cutremurele de pămînt)

Cutremurele de pămînt sînt zguduiri bruşte şi puternice ale scoarţei terestre, ele fiind denumite şi seisme sau mişcări

seismice şi sînt obiectul de studiu al seismologiei .

Studiul lor permite a se obţine indicaţii mai precise asupra alcătuirii interne a pămîntului , şi de a se adapta soluţii constructive care să reducă la minim efectul lor asupra construcţiilor.

Ele se pot clasifica după locul în care se produc în cutremure de uscat şi cutremure submarine (pe glob distingîndu-se zona oceanului Pacific , mediteraniană şi arctică) şi după intensitatea lor în microseisme (imperceptibile pentru om) şi macroseisme (care sînt percepute). Ca origine pot fi tectonice , de prăbuşire , vulcanice şi accidentale.

In general ele sînt de scurtă durată (unda primară durează 1o - 4o S), dar se repetă la intervale mai lungi sau mai scurte. Frecvenţa lor este de cca 11o.ooo pe an din care 1oo sînt distrugătoare .

Pentru evaluarea intensităţii unui cutremur se ia în consideraţie valoarea acceleraţiei orizontale , a mişcării provocate de el şi efectul lor asupra oamenilor şi asupra construcţiilor. De menţionat că stricăciunile produse de un cutremur pot fi directe , afectînd elementele componente ale unei construcţii ,sau indirecte cînd deteriorarea elementelor de construcţii atrage după sine alte stricăciuni sau distrugeri. Acest criteriu are un caracter subiectiv depinzînd de aprecierile oamenilor şi calitatea construcţiilor.

Un rol important în efectul cutremurilor asupra construcţiilor o au proprietăţile terenului de fundaţie din amplasament ca: natura rocii , gradul ei de îndesare, gradul ei de dezagregare şi alterare , relieful său (care poate declanşa fenomene periculoase , alunecări) caracteristicile hidrologice şi hidrogeologice (datorită incompresibilităţii practice a apei , care reduce la minimum amortizarea).

Dacă luăm în consideraţie influenţa factorilor geologici locali (litologici şi hidrogeologici) se ajunge la concluzia că pe lîngă " cîmpul seismic normal " al unei regiuni determinat de modul de propagare al mişcării seismice, trebuie luat în considerare şi"cîmpul seismic aparent" dictat de particularităţile litologice şi hidrogeologice .

Cutremurele produc mari pierderi materiale şi de vieţi omeneşti , avînd ca efect direct asupra scoarţei terestre ,formarea unor crăpături , uneori lungi de zeci de kilometri , ridicări sau scufundări ale scoarţei pe mari suprafeţe , schimbări în regimul apelor subterane şi de suprafaţă şi prăbuşiri a unor părţi de munţi , surpări de maluri , alunecări de terenuri.

Cutremurele produc la suprafaţa scoarţei o serie de zguduiri cu caracter spaţial.Pentru a fi studiate se admite descompunerea lor în oscilaţii orizontale şi verticale.

Se admite în general că aceste zguduiri sînt datorite unor vibraţii complexe ale scoarţei care îşi au originea în interiorul pămîntului în suprafaţa Mohorovicici şi se propagă în diferite direcţii sub forma unor unde complexe Rayleigh ,Lowe şi reflectate denumite unde seismice.

Studiul ştiinţific al cutremurilor a arătat că ele se produc în scoarţa pămîntului într-o regiune denumită hipocentru , la o adîncime variind între suprafaţă şi cca 800 km ,frecvent la o adîncime de cca 60 km.

Proiecţia hipocentrului la suprafaţa globului se numeşte epicentru . Acesta primeşte cel dintîi zguduitura în mod vertical sub forma sa cea mai puternică . Intensitatea şocului scade în general cu creşterea distanţei unui punct faţă de epicentru.

Epicentrul odată intrat în vibraţie devine el însuşi o sursă de mişcare oscilatorie , care se propagă la suprafaţă în

toate direcţiile.

Undele seismice pot fi longitudinale , constînd dintr-o serie de comprimări şi destinderi (Rayleigh,) ale materialului din care este alcătuită scoarţa pe direcţia de propagare a undei şi unde transversale, care dau deplasări transversale normale , pe direcţia de propagare (lowe) Peste ele se suprapun undele reflectate de nucleu şi care au un caracter aleator perturbînd mişcarea undelor longitudinale şi transversale .

Viteza undelor longitudinale este de 7 - 8 km/S .Ele au cea mai mare energie , transmiţîndu-se în orice mediu indiferent de starea sa de agregare.

Viteza undelor transversale este de 4 - 7 km/S ele transmiţîndu-se numai în medii solide . Aceste unde pot fi în raport cu direcţia suprafeţei pămîntului, orizontale, verticale sau înclinate.

O altă categorie de unde , denumite unde superficiale sînt unde secundare , de construcţie mai complexă , avînd punctul de origine la suprafaţa globului.Ele produc fenomene de compresiune şi dilatare combinate cu fenomene de deplasări tangenţiale în plan vertical şi se propagă la suprafaţa globului terestru, în lungul scoarţei cu o viteză de 3 - 3,5 km/S.

In legătură cu aceste unde trebuie făcută observaţia că din cauza vitezei diferite de propagare a undelor longitudinale care ajung primele la suprafaţa terestră şi transversale , atingerea suprafeţei globului în epicentru de către ele are loc în momente diferite . De asemenea trebuie avut în vedere că şi alte puncte de pe glob vor fi atinse la rîndul lor de undele longitudinale şi transversale ale aceluiaşi hipocentru cu atît mai tîrziu faţă de epiventru cu cît sînt mai îndepărtate de acesta ,ele devenind la rîndul lor surse pentru undele superficiale.

Din cauza complexităţii alcătuirii scoarţei terestre şi a

fenomenelor de reflexie, refracţie şi polarizaţie , aceste unde se suprapun , neputînd fi identificate separat .

In studiul efectului undelor mărimile care interesează din punct de vedere practic sît: traiectoria , viteza, accelera-ţia , distribuţia ei şi spectrul de frecvenţă a mişcării vibratorii.

Traiectoria mişcării vibratorii fiind foarte complexă s-a recurs la simplificarea ei din punct de vedere teoretic , asimilînd-o cu o mişcare oscilatorie armonică de diferite forme:

$$Y_0 = A_0 \, e^{-\varepsilon_0 t} \, \text{sin} \, \varphi_t \cdot t$$

Această mişcare putînd avea orice direcţie în raport cu suprafaţa pămîntului, fenomenele pe pămînt se consideră de obicei descompuse după orizontală şi verticală. Acceleraţia maximă a mişcării va fi Ÿ pentru $t = T/4$ şi $3T/4$ şi va avea aproximativ valoarea $A(\frac{2\pi}{T})^2$, din care se pot calcula componentele ei orizontală şi verticală.

Pentru înregistrarea cutremurelor şi pentru determinarea, duratei , intensităţii şi distanţei la hipocentru se folosesc aparate denumite seismografe , înregistrarea purtînd denumirea de seismogramă .

In fig.I.6 se arată schema propagării undelor prin corpul globului şi seismogramele înregistrate în diverse puncte de pe suprafaţa acestuia.

Se observă că dacă cutremurul are loc la o distanţă mică de observator , aparatele intră brusc în mişcare , pe grafice înregistrîndu-se ondulaţii puternice fie la început care apoi se amortizează sau unele care au acceleraţii maxime la sfîrşit . La depărtări mai mari , la început se înregistrează oscilaţii mai slabe (faza slabă sau primară) după care urmează o fază puternică(secundară) care prezintă mai multe scăderi şi reveniri ale

intensităţii , care scade pe urmă treptat pînă cînd dispare în faza finală.

Fig.I.6.Seismograme înregistrate în diverse puncte ale globului terestru, prin raport cu acelaşi epicentru.

Aceste diagrame servesc pentru determinarea focarului cutremurului şi a elementelor mişcării ondulatorii. Cu ajutorul datelor obţinute se pot construi pe suprafaţa globului curbe de egală intensitate a cutremurului (izoseiste) şi curbe de simultaneitate a cutremurului (homoseiste).

S-a constatat că prezenţa lanţurilor muntoase pe traiectoria undei seismice o amortizează mult.

Cauzele cutremurelor sînt de două feluri:

extratelurice - în spaţiul cosmic

intratelurice - provocate de fenomene geologice .

Ca efecte ale unor cauze extratelurice se constată :

- mareele oceanelor
- vibraţiile scoarţei produse de modificări datorită captării meteoriţilor ;
- apropierea de pămînt a unor agtrii de forma cometelor
- trecerea pămîntului în conjuncţie cu alte planete

Cauzele intratelurice sînt rezultatul destinderii rapide a tensiunilor, acumulate în zonele adînci ale pămîntului în legătură cu procesele vulcanice şi tectonice, şi al prăbuşirilor ce au loc la suprafaţa şi în golurile scoarţei terestre. Cutremurele tectonice legate de fenomenele de dislocaţii , sînt cele mai puternice , se extind pe suprafeţe mari şi reprezintă ≈ 90% din numărul total de cutremure.

Cutremurele în care după o zguduire iniţială urmează o lungă serie de mişcări secvente se numesc cutremure polikinetice . Cutremurele care se manifestă printr-o singură zguduire principală, uneori precedată sau urmată de cîteva zguduiri slabe, se numesc cutremure monokinetice .

In ţara noastră cutremurele polikinetice sînt cutremurele danubiene (Banat) , cutremurele făgărăşene şi cutremurele pontice (în lungul litoralului sudic al Dobrogei) .

Cutremurele monokinetice moldavice (munţii Vrancei), transilvanice (între Mureş şi Tîrnava Mare) prebalcanice (Podişul Prebalcanic) şi banatice.

Cutremurele polikinetice au un focar superficial iar cele monokinetice au un focar adînc (Vrancea la 130 km adîncime),

Undele seismice provoacă deplasări ale învelişului terestru , care se transmit construcţiilor , fundate în partea superficială a scoarţei pămîntului. Acceleraţiile mişcărilor înmulţite cu masele dau forţe suplimentare în elementele construcţiilor. Mărimile acestor acceleraţii, componenta orizontală , servesc drept indicaţie pentru intensitatea cutremurelor , ele variind între 2,5 mm $/S^2$ şi mai mult de 5000 mm $/S^2$. In mod obişnuit ăvînd în vedere că asupra construcţiilor acţionează în special forţe gravitaţionale , care au o acceleraţie de 9810 mm/S^2 , acceleraţiile seismice se exprimă sub forma unui

raport între accelerația seismică și cea gravitațională . Funcție de mărimea acestui raport și alți parametri s-au stabilit mai multe scări de intemsitate pentru cutremure . Cea mai răspîndită este scara cu 12 grade de intensitate seismică (Mercalli- modificată). Transmiterea mișcării cutremurului la construcții se produce prin unde elastice , a căror viteză de propagare este funcție de elasticitatea în ansamblu a construcției respective. Dacă cutremurul s-ar mărgini la un singur șoc, aceste vibrații ale clădirii s-ar amortiza în timp prin efectul rezistențelor interioare din elementele clădirii

Dar cutremurele nu provocacă niciodată o singură zguduitură Construcția căreia i s-a transmis mișcarea prin fundație , capătă o oscilație proprie avînd o anumită frecvență . Dacă perioada oscilațiilor proprii ale construcției coincide cu perioada mișcării seismice poate apare și efectul de rezonanță . In acest caz amplitudinile mișcării clădirii cresc foarte mult și duc în final la distrugerea ei.

Din acest motiv , în afară de accelerația mișcării seismice ne interesează în mod deosebit și frecvența sau perioada ei.

Mișcările oscilatorii și orogenice.

Mișcările oscilatorii și orogenice sînt considerate a fi unele procese endogene care dau naștere unor deplasări ale materialului din care este alcătuită scoarța terestră , provocînd daranjarea poziției inițiale a acestora .

In prezent pentru explicarea acestor fenomene s-au elaborat o serie de ipoteze , fiecare avînd avantaje și dezavantaje în ceea ce privește corespondența lor cu fenomenele real observate.

Una din aceste ipoteze care corespunde mai bine din punct de vedere metodico-pedagogic , deoarece permite să se intuiască și să se lege mai bine fenomenele între ele, consideră pămîntul

ca o stea nedezvoltată, dat fiind dimensiunile sale reduse, care exclud dezvoltarea completă a reacţiilor nucleare . Aceste procese au loc numai în zonele centrale ale pămîntului ducînd la mărirea densităţii miezului prin distrugerea învelişurilor electronice (datorită presiunilor şi temperaturilor mari) şi apropierea nucleelor atomice. Aceste fenomene dezvoltă o cantitate mare de căldură .

Apar în felul acesta două acţiuni opuse : reducerea volumului globului terestru datorită îndesării miezului său , şi mărirea volumului globului datorită dilatării termice. Ele sînt considerate a fi cauzele acestor mişcări oscilatorii şi orogenice.

<u>Mişcările oscilatorii sau epirogenice</u> sînt mişcări ale scoarţei, foarte încete (seculare) din punct de vedere geologic, ele dezvoltîndu-se constant şi general. Mişcările epirogenice constau în ridicări şi coborîri verticale a unor porţiuni importante ale scoarţei terestre , în unul şi acelaşi loc , în timp sensul acestor mişcări schimbîndu-se .

Observaţii asupra mişcărilor epirogenice actuale au stabilit că în unele zone (Peninsula Kola, Finlanda) ele sînt de le - 14 mm pe an. Coborîrea uscatului se observă în California şi Olanda , unde pentru a combate submersarea uscatului de către mare , s-a construit un sistem complicat de baraje şi diguri.

Mişcările epirogenice se explică prin dilatarea termică şi scăderea densităţii maselor de bazalt din partea inferioară a litosferei , masivele continentale scufundîndu-se din această cauză mai adînc în centura de bazalt . Aceasta are pe de o parte ca urmare o ridicare a lavelor bazaltice în scoarţă, şi eventual revărsarea lor prin crăpăturile învelişului de granit , precum şi o coborîre sub nivelul mărilor şi oceanelor a suprafeţei uscatului , producîndu-se în unele cazuri submersarea acesteia (transgresiune marină) . Schimbarea proporţiei de apă şi

uscat, pe suprafaţa globului produce la rîndul ei schimbări în climă.

Epoca din existenţa globului , legată de creşterea regimului său de temperatură , se consideră ca o epocă de evoluţie.

In momentul în care căldura acumulată în globul terestru este în mare măsură consumată , apare în existenţa acestuia, o fază nouă , denumită revoluţie tectonică . In această perioadă prin răcirea globului terestru are loc contracţia sa . Scoarţa terestră datorită rigidităţii ei mici , şi în tendinţa de a urma reducerea de volum a globului este forţată să se ondulaze , să se deformeze şi să se cuteze . Multe porţiuni acoperite în trecut de mare , ies la suprafaţă (regresiune marină). Relieful uscatului se complică, dezvoltîndu-se forme "pozitive" . In legătură cu răcirea globului terestru, are loc o răcire generală.

Uscatul îşi măreşte suprafaţa , ceea ce are ca urmare o extindere a climatului continental.

Oscilaţiile nivelului mării , legate de cele ale platformelor , se numesc mişcări eustatice.

In morfologia generală a suprafeţei globului terestru, elementele structurale sînt platformele , zonele cutate şi bazinele oceanelor.

Platformele sînt regiuni rigide , lipsite de mobilitate, din scoarţă. Se caracterizează prin lipsa sau foarte rara manifestare a fenomenelor magmatice , mişcărilor seismice sau de cutare . Asupra lor se manifestă doar mişcări oscilatorii (epirogenice) de ridicare sau coborîre la intervale foarte mari de timp din punct de vedere geologic. Ele sînt din acest punct de vedere , zonele cele mai liniştite ale scoarţei terestre. Zonele cutate sînt regiunile cu mişcările cele mai intense şi mai frecvente.

Bazinele oceanelor (geosinclinalele) sînt zonele de scu-

fundare şi aglomerare a sedimentelor , ele trecînd în timp în zone de cutare.

Mişcările orogenice (tectonice) sînt mişcări puternice ale scoarţei terestre care se produc la intervale relativ scurte de timp (din punct de vedere geologic), şi care produc deformaţii importante ale stratelor , ducînd la formarea lanţurilor muntoase (fig.I.7). Ele se produc preponderent sub acţiunea forţe-

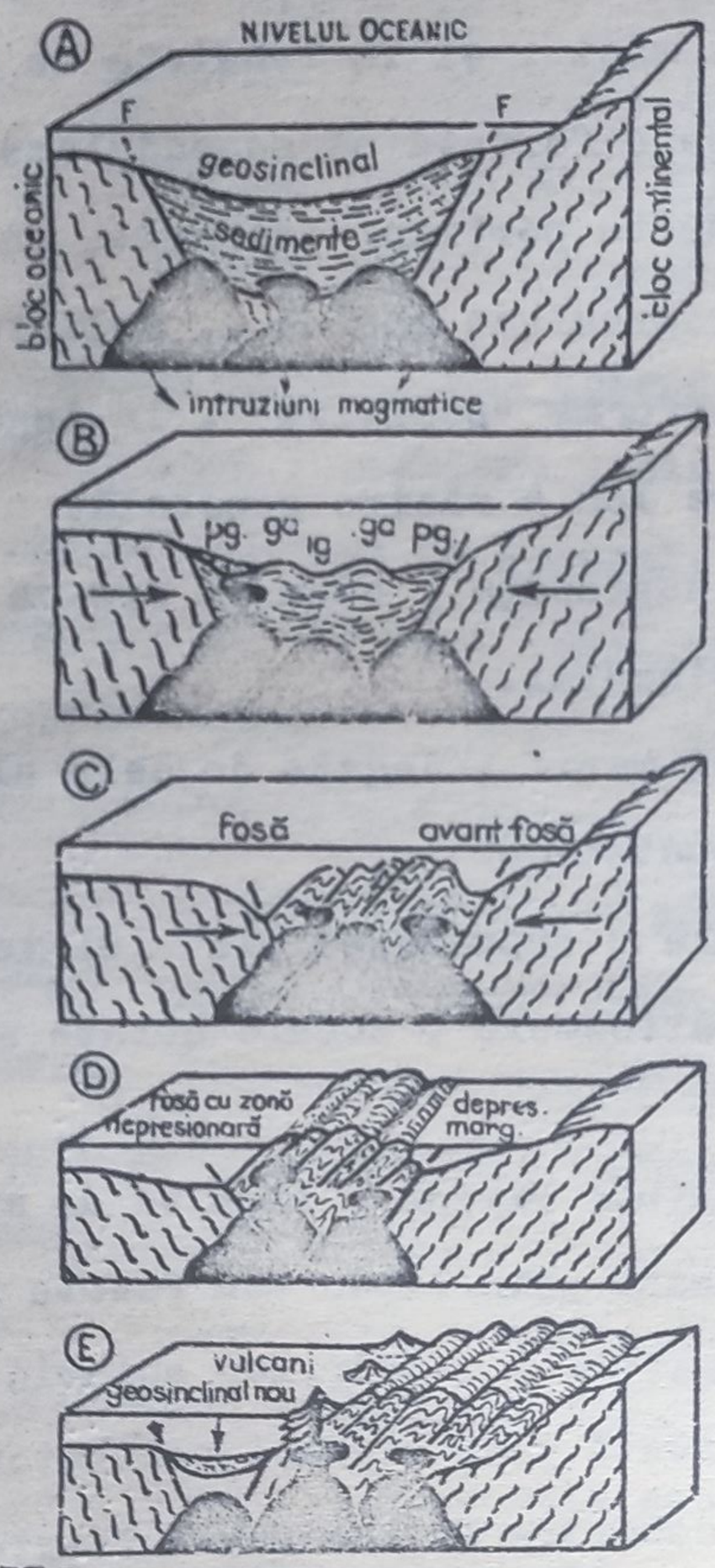


Fig.I.7. Formarea munţilor în ipoteza geosinclinalului (Prelucrare după N. Lupei):

A – Faza întîi – Formarea geosinclinalului între blocurile rigide (oceanic şi continental) şi acumularea sedimentelor pe fundul lui; F, F – falii marginale.

B – Faza a doua – începutul mişcărilor orogenice datorită forţelor tangenţiale şi separarea pe fundul geosinclinalului a unor cute largi, submarine, paralele: pozitive-geanticlinale (ga) şi negative-intrageosinclinalele (ig) şi parageosinclinale (pg).

ior tangențiale ce apar în scoarță .

Rezultatul acestor mișcări este apariția diferitelor structuri tectonice ale scoarței , care deseori determină caracterul reliefului zonelor muntoase.

Fig.I.8. Zonele marginale ale geosinclinalului:
a — vorland monolateral și vorland bilateral(b)

Zonele cutate s-au format în urma mișcărilor orogenice din ariile geosinclinale (fig.I.8) . In istoria geologică a pămîntului se cunosc 4 cicluri orogenice (tectonice) huronian (în Proterozoic), caledonian și hercinic (în paleozoic) și alpin (în Mezozoic și Neozoic). In urma mișcărilor orogenice au apărut sistemele muntoase . In evoluția scoarței , unele zone cutate se transformă în regiuni rigide , trecînd la regim de platformă . De fapt fiecare regiune consolidată (platformă) , rigidă a evoluat în trecut și ca regiune mobilă de geosinclinal. In ultimul ciclu tectonic (alpin) au apărut Alpii, Carpații, Caucazul , Himalaia , etc. Toate porțiunile din scoarță realizate în orogeneza alpină sînt regiuni cu mobilitate foarte mare, în cuprinsul lor manifestîndu-se intens fenomenele magmatice și mișcările seismice . Acele porțiuni ale scoarței care n-au fost afectate de ultimul ciclu tectonic sînt considerate, regiuni rigide , consolidate, cu regim de platformă . In această situație în țara noastră sînt: Platforma Moldovenească, Cîmpia Română , Dobrogea . Ciclului alpin aparțin Carpații , Subcarpații , Depresiunea Transilvaniei și Depresiunea Panonică.

Fenomenul orogenezei a produs în scoarță și dislocații uneori considerabile sub formă de falii , cute. Aceste dislocații

produse la adîncimi mari , în condiţii de presiune şi temperatură deosebit de ridicate se explică prin proprietăţile de plasticitate şi elasticitate ale rocilor.

Mişcările orogenice (tectonice) care se produc sub acţiunea unor forţe interne ale pămîntului se împart în două categorii: plicative (de încreţire) şi disjunctive (rupturale) .

Ele dau naştere unor structuri ale scoarţei denumite cutari sau structuri plicative (formate sub acţiunea unor forţe tangenţiale) şi structuri disjunctive sau rupturale (formate sub acţiunea forţelor radiale).

Cutările au o formă caracteristică de încovoieri sub formă de unde , a straturilor de roci , iar fracturilor le corespund diferite distrugeri tectonice ale straturilor de roci ca : rupturi , falii, sariaje . Ele sînt cunoscute sub denumirea de elemente tectonice.

Totalitatea elementelor tectonice se numeşte stil tectonic. Cea mai simplă formă de dislocaţie a stratelor în scoarţa pămîntului sînt flexurile (fig.I.15) . O dislocaţie de formă mai complicată este cuta (fig.I.9) . Ea este alcătuită dintr-o parte convexă numită anticlinal şi una concavă numită sinclinal . La un anticlinal stratele înclină divergent faţă de linia de îndoire a crestei , la sinclinal aceste strate înclină în mod convergent spre linia de îndoire a fundului. Atît linia de de îndoire a crestei cît şi cea a fundului se numeşte şarnieră sau ţîţînă. Se deosebeşte o şarnieră de creastă sau anticlinală şi una de fund sau sinclinală . Suprafeţele plane sau deformate care unesc două şarniere învecinate definesc flancurile cutei.

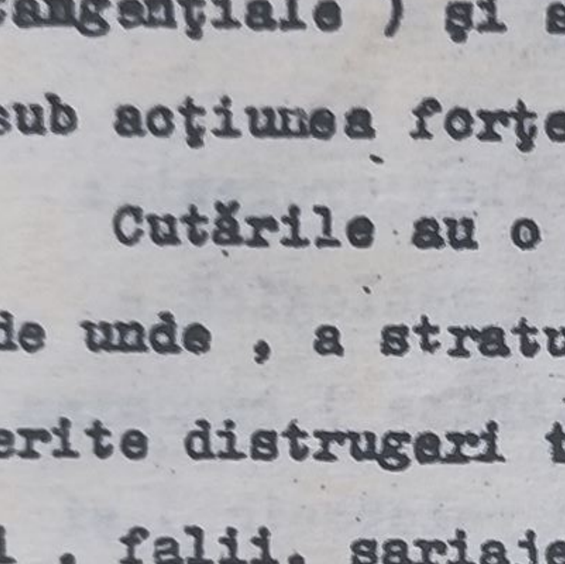


Fig.I.9. Elementele unei cute.

După înclinarea flancurilor şi a planului axial faţă de verticală , cît şi după poziţia lor în spaţiu , se disting mai multe feluri de cute (fig.I.1o)

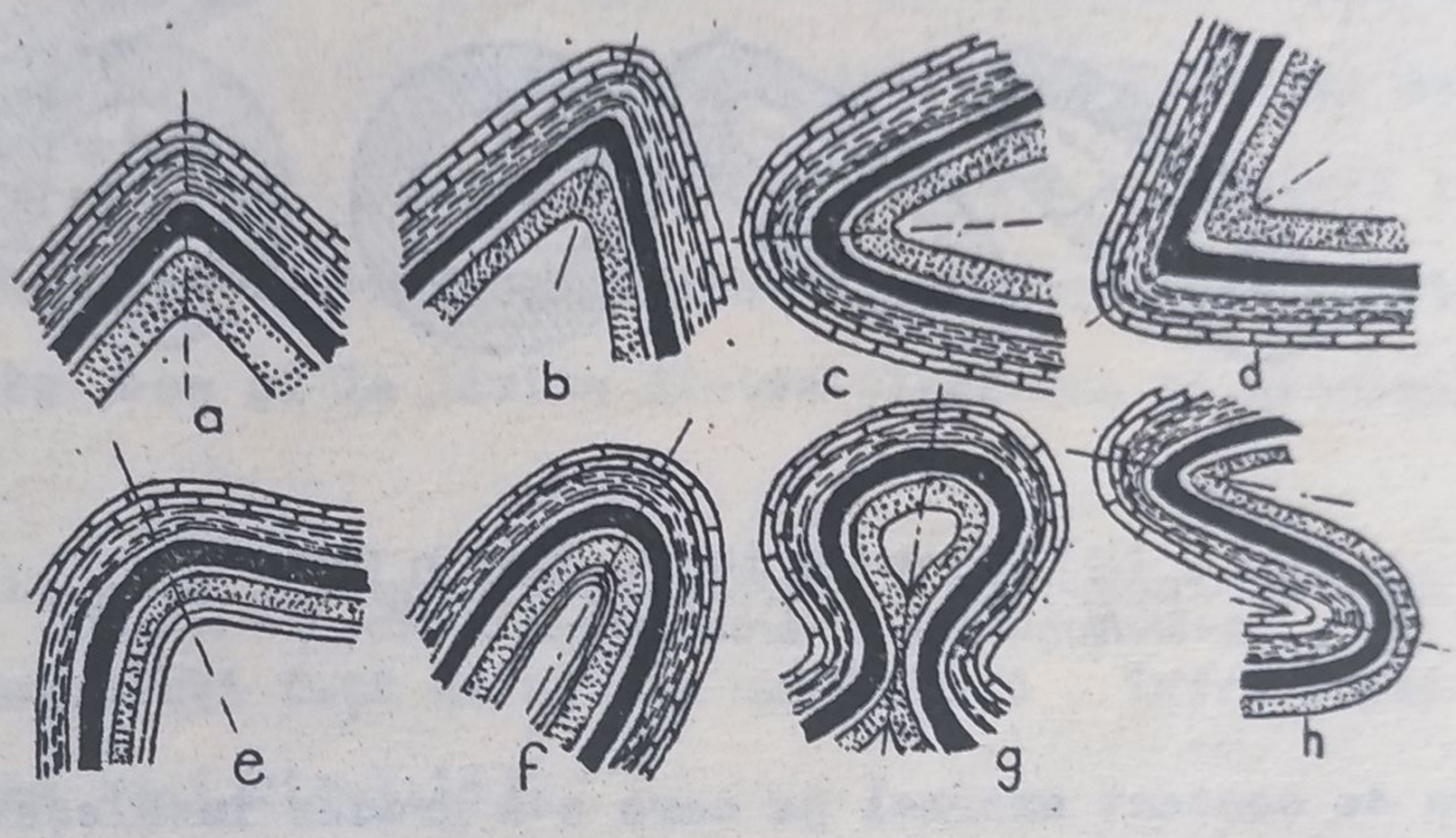


Fig.I.10.Diferite feluri de cute
a – normală ; b - înclinată; c - culcoiă; d – răsturnată; e - în genunchi; f – izoclinală; g – în evantai ; h – în formă de S.

Ansamblul unei regiuni cutate se arată în (fig. I.11) .

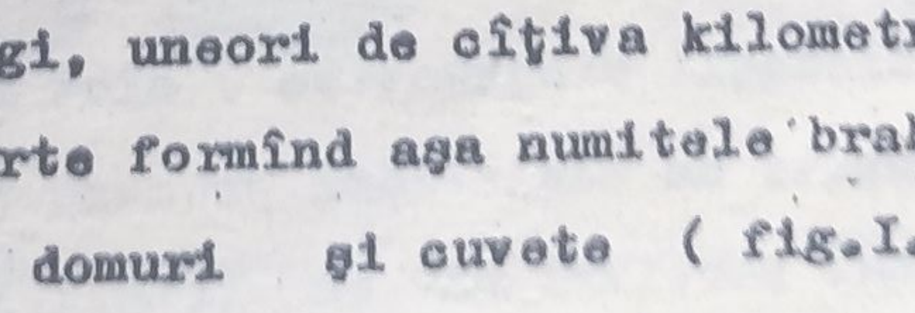


Fig.I.11.Ansamblul unei regiuni cutate.

Ţinînd seama de lungimea şi forma lor cutele se împart în:

- cute lungi, uneori de cîţiva kilometrii
- cute scurte formînd aşa numitele brahianticlinale , brahisinclinale , domuri şi cuvete (fig.I.12).

Distingem şi cute care se deosebesc de cutele obişnuite motiv pentru care au fost denumite cute speciale . O cută specială este cuta falie , provenită dintr-o cută înclinată la care flancul

invers este subţiat prin întindere , laminare sau chiar rupere , pînă la dispariţie. Uneori în spre planul de rupturã se produc deplasări denumite încălecări . Cînd acest fenomen a avut o amploare mare, pe distanţe mari avem o pînză de încălecare sau şariaj.

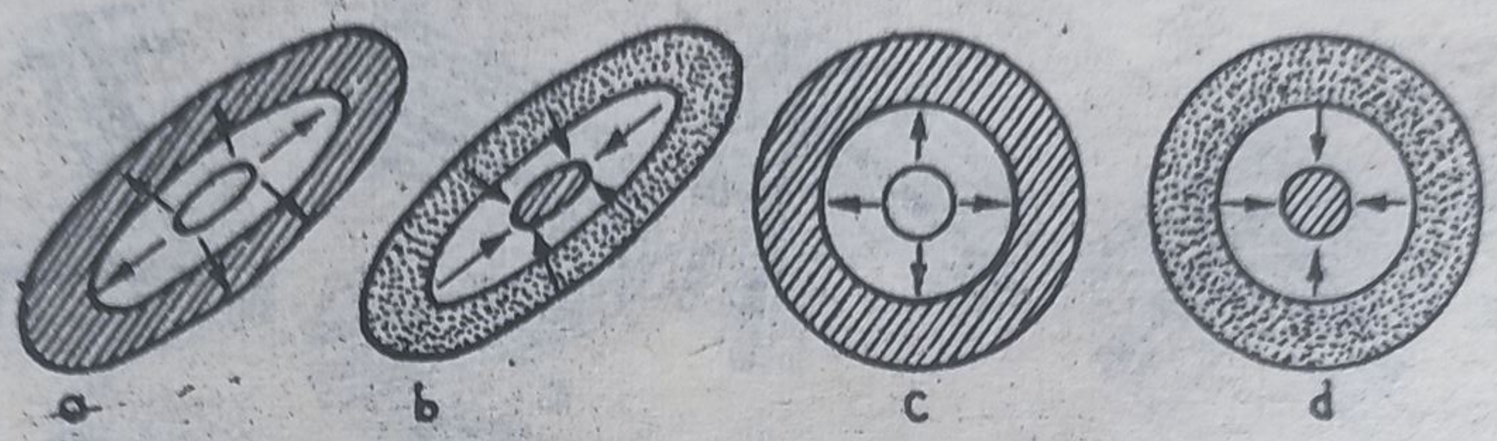


Fig.I.12.Reprezentarea cutelor în plan:
a–brahianticlinal; b–brahisinclinal; c– dom; d– cuvetă.

Suprafaţa de contact anormal pe care s-a produs încălecarea se numeşte suprafaţa de şariaj (Fig. I.13).

Fig.I.13.Pînză de şariaj

Fig.I.14.Cută diapiră

O altă cută specială este aşa numita cută diapiră formată ca urmare a plasticităţii masivului de sare aflat în axa cutei şi care în timpul mişcărilor tectonice presează şi chiar străpunge pe linia de cea mai mică rezistenţă straturile acoperitoare (fig.I.14).

Fracturile (dislocaţii disjunctive) sînt rupturi în scoarţa pămîntului însoţite de denivelări produse prin ridicarea sau prin scufundarea unei porţiuni din ea .(fig.I.15).
Ele sînt datorite în general, contracţiilor produse în unele regiuni prin încetarea forţelor tangenţiale.

Faza premergătoare unei fracturi se numeşte flexură ,care este un accident tectonic , prin care o porţiune a uneia sau mai multerstrate se scufundă fără a se întrerupe continuitatea cu restul stratului , din care cauză se mai numeşte cută monoclinală . Astfel de fenomene de îndoire a stratelor au o importanţă locală şi se întîlnesc în general la limita dintre regiunile cutate şi cele necutate , ca şi la limita dintre platforme şi geosinclinale.

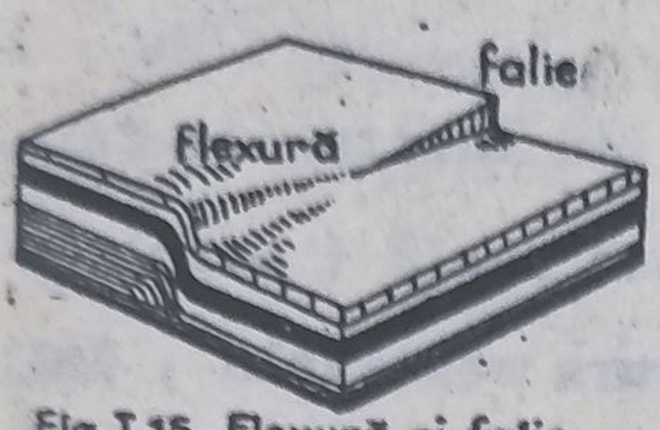


Fig.I.15. Flexură şi falie.

Falia este o fractură adevărată ; reprezentată prin deplasarea unei părţi faţă de alta a unui strat , întrerupîndu-se continuitatea sa.(fig.I.15).

O falie se recunoaşte la suprafaţa scoarţei , prin întîlnirea bruscă în timpul urmăririi aflorimentului a altui strat pe aceeaşi orizontală.

După cum sînt aşezate cele două porţiuni ale aceluiaşi strat de o parte şi alta a planului de falie, şi după înclinarea acestuia distingem diferite tipuri de falii (fig.I.16).

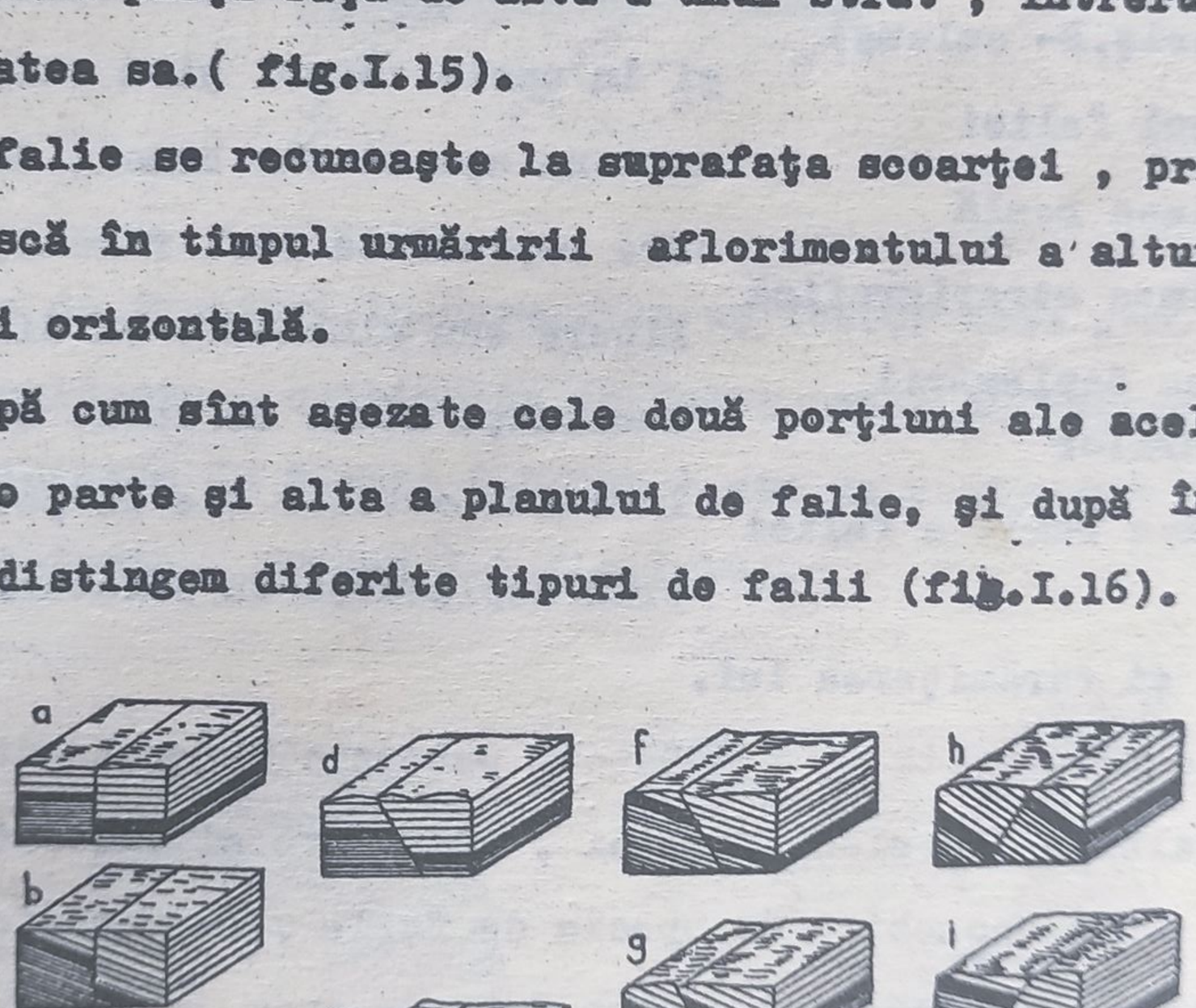


Fig. I.16. Tipuri de falii.

a)falie verticală de tipul I
b)falie verticală de tipul II
c)falie disarmonică
d)falie oblică normală
e)falie oblică inversă
f) falie conformă normală
g) falie normală inversată
h) falie contrară normală
i) falie contrară inversă

Elementele unei falii sînt : flancurile faliei , planul faliei , linia sau direcţia faliei, deplasările sau săriturile faliei. (fig.I.17).

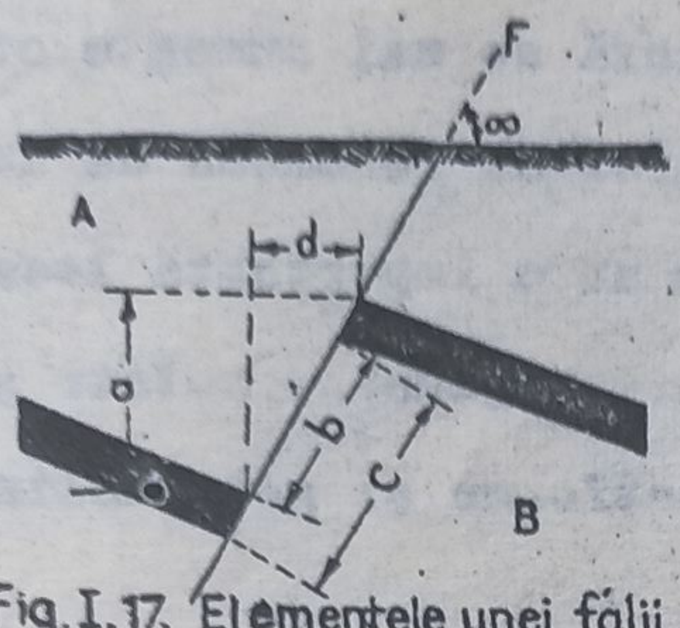


Fig.I.17. Elementele unei fălii

A,B) flancurile faliei
(A-acoperiş,B- culcuş)
F) - planul faliei
a) înălţimea reală
b) înălţimea stratigrafică
c) mărimea deplasării flancurilor
d) lungimea reală a faliei

Deplasările sau săriturile faliei sînt: înălţimea reală (pasul faliei) sau săritura verticală , înălţimea stratigrafică (săritura stratigrafică) mărimea deplasării flancurilor (săritura înclinată) şi lungimea reală a faliei (săritura orizontală) .

Cu ocazia formării fracturilor şi în unele cazuri şi a cutelor iau naştere aşa zisele brecii de falie care reprezintă roci fărămiţate , libere sau cimentate cu diferite substanţe aduse de apele subterane. In cazul cutelor ele se pot forma prin deplasarea în straturi a materialului şi fărămiţarea lui.

Roca fărămiţată şi frămîntată puternic chiar la dimensiunile cristalelor din planul faliei , cimentată şi îndesată prin presiune , spre deosebire de brecia de falie , se numeşte milonit şi este caracteristică pentru zone în care avem şariaje.

Caracteristice zonelor fracturilor sînt şi oglinzile de fricţiune , care sînt suprafeţe lustruite prin frecare ,în care se disting însă şi urmele unor striaţiuni şi caneluri , avînd direcţia deplasării.

In ceea ce priveşte stilul tectonic se pot distinge mai multe tipuri de regiuni din acest punct de vedere: regiuni de cute , regiuni de pînze de şariaj , regiuni de fracturi, regiuni

de cute diapire.

In regiunile de cute putem avea următoarele stiluri tectonice : stil jurasian , stil izoclinal şi stil imbricat (fig.I.18, a,b,c).

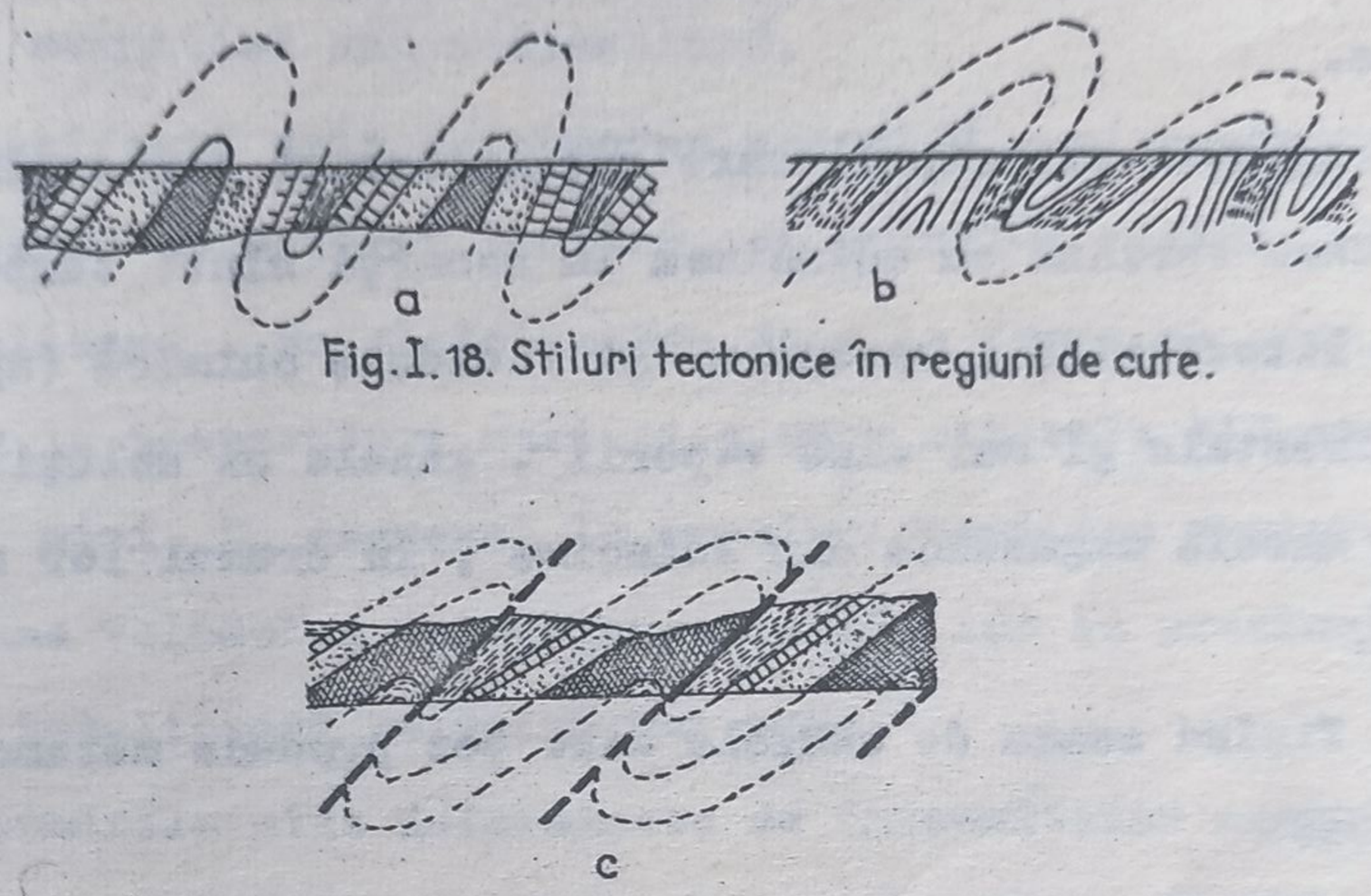


Fig.I.18. Stiluri tectonice în regiuni de cute.

In regiunile de fracturi în care avem un foarte mare număr de astfel de accidente , combinaţia de falii poate da naştere la fenomene de ridicare în trepte (horst) sau de scufundare în trepte (şanţ tectonic , graben) (fig.I.19).

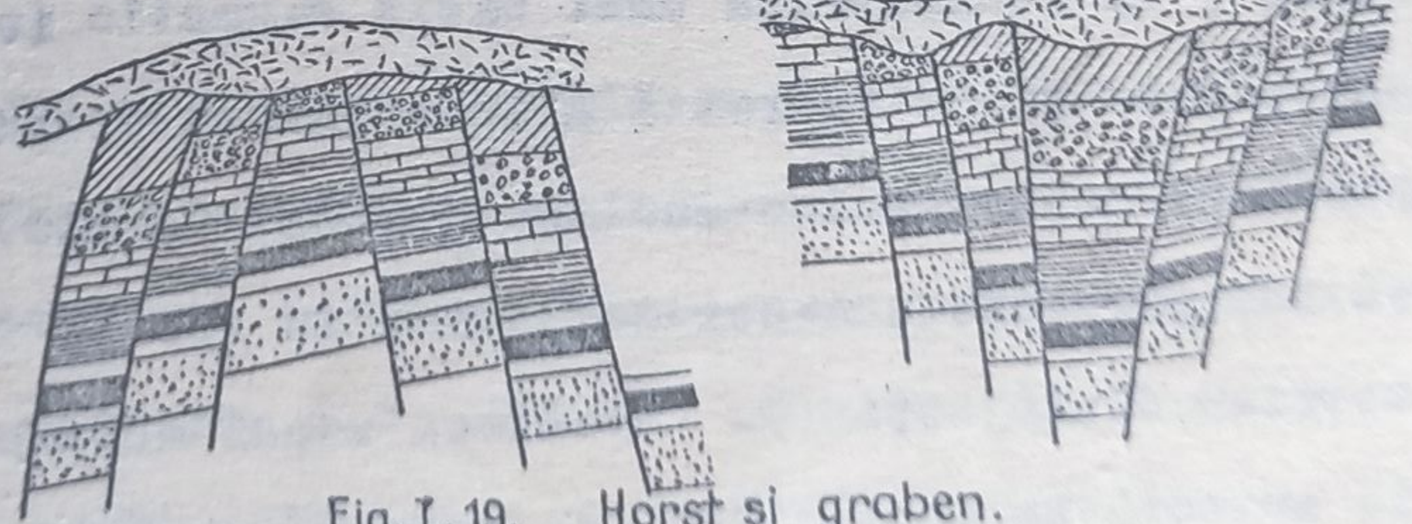


Fig. I. 19. Horst şi graben.

Procesele de metamorfism

Procesele de metamorfism se referă la transformarea rocilor preexistente sedimentare sau magmatice , prin schimbarea condiţiilor de presiune , de temperatură şi de chimism în scoar-

ţa globului , schimbări provocate fie de mişcările tectonice fie de ascensiunea unei topituri magmatice. Transformările constau în general într-o recristalizare parţială sau completă a rocilor, în schimbarea compoziţiei mineralogice şi adesori şi a compoziţiei lor chimice , cum şi în apariţia de structuri şi texturi caracteristice.

Agenţii principali care condiţionează procesele metamorfice şi care variază cu adîncimea în scoarţă sînt: temperatura, presiunea litostatică , stress-ul şi fluidele chimice (apa care îmbibă sedimentele şi mai ales vaporii , gazele şi soluţiile provenite din masele magmatice din adîncime , în drumul lor spre suprafaţă).

Ţinînd seama de cauzele care pot produce metamorfismul se deosebesc:

- fenomene metamorfice , determinate de prezenţa unui bazin magmatic şi care constituie metamorfismul de contact.

- fenomene metamorfice în care rolul principal îl au presiunea şi temperatura înaltă, împreună cu agenţii mineralizatori şi care constituie metamorfismul regional sau general.

Metamorfismul de contact este întîlnit în special în rocile sedimentare , în vecinătatea unui bazin magmatic intrusiv pe cale de consolidare şi se exercită prin acţiunea preponderentă a temperaturii (pirometamorfism sau metamorfism termic) sau prin pătrunderea sub presiune a masei magmatice în rocile înconjurătoare (metamorfism de injecţie). Grosimea zonei metamorfozate constituie aureola de contact şi are grosimi variabile de la metrii la sute de metrii în jurul masei eruptive .

Metamorfismul de contact poate avea loc şi prin acţiunea fluidelor emise de bazinul magmatic şi care se infiltrează în anumite părţi ale aureolei de contact.

După natura aportului magmatic care este condiţionat de

felul magmei şi de faza în care se face consolidarea şe deosebeş-
te un metamorfism pneumatolitic (datorit emanaţiilor magmatice
groase şi fluide) şi hidrotermal (datorit acţiunii soluţiilor
magmatice apoase din faza hidrotermală).

Metamorfismul general dă naştere şisturilor cristaline de proveniență magmatică sau sedimentară.

El se manifestă prin deformarea mecanică a mineralelor, prin transformarea structurii rocilor, şi printr-o acţiune chimică de recristalizare . Recristalizarea duce la formarea unor minerale anhidre la temperaturi mari şi a unor minerale hidratate la temperaturi mici. De asemenea la presiuni mari iau naştere minerale cu suma volumelor moleculare minimă, iar la presiuni mi- minerale care totalizează un volum mai mare.

Transformările sînt determinate de intensitatea agenţilor principali care condiţionează procesele metamorfice. Funcţie de aceştia distingem un metamorfism dinamic (stress) , un metamorfism dinamo-termic (stress, temperatura) şi un metamorfism plutonic (presiune litostatică) Primul se întîlneşte mai des în părţile superioare ale scoarţei iar ultimul la adîncimi mari. Recristalizarea are loc simultan , nu succesiv ca la rocile magmatice.

Din punct de vedere practic au fost determinate trei zone de adîncime care corespund la cele trei grade de metamorfism regional menţionate mai înainte. Epizona la partea superioară (pînă la 6 km), mezozona (6 - 12 km adîncime) şi catazona (peste 12 km). In prima şi a doua zonă sistuozitatea este foarte pronunţată , în zona a treia structura sistoasă este redusă , observîndu-se numai orientarea dirijată a mineralelor (fig.I.2o).

Fig.I.20.Zonele dinamometamorfismului.

Fenomene geologice exogene

Procesele exogene se desfăşoară la suprafaţa pămîntului în partea superioară a scoarţei sale. Ele apar în urma acţiunii energiei termice solare şi a celei gravitaţionale .

Din procesele exogene fac parte denudaţia şi procesele biogene.

Prin denudaţie înţelegem totalitatea proceselor de distrugere a rocilor de la suprafaţă şi transportul produselor rezultate în sectoare cu nivel mai coborît unde are loc acumularea lor.

Din procesele de denudaţie fac parte :

- alteraţia rocilor ;
- acţiunea vîntului ;
- acţiunea geologică a apelor curgătoare , lacurilor şi mărilor;
- acţiunea geologică a gheţarilor .

Prin alteraţie înţelegem ansamblul proceselor de distrugere fizică, chimică şi biologică a mineralelor şi rocilor care duce la modificări în structura şi textura lor.

Agenţii care produc alterarea sînt aerul atmosferic ,apa, plantele şi animalele . Ei contribuie cel mai mult la distrugerea scoarţei în partea ei superioară , într-o zonă denumită

zona de alterare a scoarţei.

Procesele de alteraţie au loc sub influenţa variaţiilor de temperatură (insolaţia, îngheţ, dezgheţ) , a acţiunii chimice a apei, a gazelor care se află în atmosferă sau sînt dizolvate în apă şi în sfîrşit a plantelor şi animalelor.

După caracterul acţiunii ei asupra rocilor distingem o alteraţie fizică sau mecanică , chimică şi organică.

In urma proceselor de alterare se ajunge la formarea unui material care ulterior va da naştere unor roci noi cu anumite trăsături specifice (roci sedimentare) . Materialul rezultat din alteraţie şi care a rămas pe loc poartă denumirea de depozit eluvial . Viteza de alterare variază funcţie de natura rocii şi sînt - situaţii în care aceasta are loc chiar în timpul executării unei construcţii hidrotehnice.

Deplasarea acestor produse rezultate din alteraţie se face de către alţi agenţi externi sub acţiunea forţei gravitaţionale (vînturile, apele curgătoare , lacurile şi mările , gheţarii). Trebuie menţionat că rezultatele alteraţiei în timpul acestui transport sînt supuse în continuare acţiunii agenţilor fizici şi chimici , continuîndu-se alteraţia lor.

Acţiunea fizico - geologică a vîntului

Atmosfera care înconjoară globul este într-o continuă mişcare din cauza deselor schimbări fizice şi chimice care au loc în cuprinsul ei . Un rol important îi revine din acest punct de vedere vîntului, care acţionează asupra scoarţei.

Din examinarea modului de acţiune a vîntului rezultă că el are drept rezultat două fenomene şi anume : deflaţiunea şi coroziunea .

Deflaţiunea are loc prin dezgolirea suprafeţei scoarţei de materialul mărunt nefixat şi roaderea celui ce nu poate fi antre-

mat în locurile unde avem discontinuităţi şi denivelări. Ea se desfăşoară în condiţiile unei umidităţi foarte reduse .

Coraziunea este acţiunea propriu zisă de roadere a vîntului realizată prin intermediul materialului transportat de către acesta. Puterea sa de roadere depinde de tăria şi permanenţa cu care acţionează. Aceste procese legate de acţiunea vîntului sînt denumite procese eoliene şi ele sînt legate între ele , coraziunea fiind condiţionată de existenţa deflaţiunii (deflaţiunea crează noi suprafeţe libere pe care se poate exercita coraziunea)

Acţiunea vîntului are drept rezultat crearea unor forme de relief specifice şi naşterea unor roci anumite (eoliene).

Formele de relief create de vînt prin depunerea materialului transportat sînt dunele .

Dunele au o formă nesimetrică triunghiulară , cu o pantă mai dulce în direcţia din care bate vîntul şi mai abruptă în partea opusă. Condiţiile favorabile pentru formarea lor sînt existenţa unor suprafeţe întinse mai mult sau mai puţin plane ,acoperite cu nisip şi cu o vegetaţie slabă sau absentă, şi a unor vînturi puternice , de direcţie constantă.

In multe regiuni ele sînt mobile, deplasîndu-se cu 1o - 2o m /an , fiind cunoscute sub denumirea de"nisipuri mişcătoare".

Mişcarea nisipului la partea superficială a dunei dă naştere unei stratificaţii în diagonală specifică dunelor. Înălţimea lor poate varia între 9o şi 5oo m.

Barcanele sînt dune, avînd în plan forma de potcoavă şi înălţimi de 2o - 4o m. Geneza lor se explică prin rezistenţa pe care nisipul mai vechi a opus-o nisipului nou adus de vînt.

Dunele funcţie de faptul dacă se află în vecinătatea unei mări sau a unei ape curgătoare se împart în dune maritime şi fluviatile (continentale).

Acţiunea fizico - geologică a apelor de suprafaţă.

Globul terestru este acoperit la suprafaţa sa pe mari întinderi de către apă. Acest învelig a globului poartă denumirea de hidrosferă . Sub diferite moduri hidrosfera acţionează asupra rocilor care constituie suprafaţa scoarţei , această acţiune fiind cunoscută sub denumirea de acţiunea fizico-geologică a hidrosferei.

Rocile supuse procesului de alteraţie sînt spălate uşor de apele de suprafaţă . Acest fenomen se numeşte proces de eroziune şi face parte din denudaţie. Eroziunea duce la adîncirea formelor de relief existente, dînd naştere la forme de relief denumite erozionale.

La cursurile de apă , adîncirea care se produce , este limitată de un anumit nivel la care acesta pierde puterea lui de erodare şi care este denumit nivelul de bază al eroziunii. In general nivelul de bază al eroziunii este punctul de vărsare în mare sau de confluenţă cu un curs de apă de grad superior .Pot să apară însă şi niveluri de bază a eroziunii pe cursul unei ape, în locurile în care avem praguri stîncoase , sau unde s-au construit baraje .

Acţiunea fizico-geologică a apelor de suprafaţă funcţie de importanţa şi caracteristicile lor se împarte în:

- acţiunea apelor meteorice (ape de şiroaie) ;
- acţiunea apelor curgătoare (torenţi, pîraie ,rîuri, fluvii) ;
- acţiunea gheţarilor;

- acţiunea lacurilor şi apelor marine.

Apele de şiroaie provin din apa de ploaie căzută pe scoarţa care neinfiltrîndu-se formează mici şiroaie fără un curs bine definit , pe linia de cea mai mare pantă , creindu-şi de fiecare dată drumuri noi.

Ele au o acţiune chimică prin solubilizare directă sau datorită conţinutului lor în CO_2 , şi mecanică prin loviturile picăturilor de ploaie şi eroziune. Intensitatea acţiunii apelor de şiroire depinde de natura rocii cu care vine în contact, de cantitatea precipitaţiilor atmosferice căzute , de gradul de permeabilitate al rocii, şi de mărimea pantei pe care are loc scurgerea . Acţiunea de îndepărtare prin spălare şi transport a produselor alteraţiei de la suprafaţa scoarţei de către apele de şiroaie se numeşte ablaţiune. Acest proces are o pondere foarte mare în alimentarea cu material solid a cursurilor de apă .

In urma acţiunii lor pe suprafaţa rocilor mai solubile (calcare, gipsuri , sare) se formează denivelări sub forma unor şănţuleţe denumite lapiez (pe panta mare) sau sub forma unor pîlnii deschise numite doline sau ponoare (pe panta redusă sau teren orizontal) (fig.21) . Aceste fenomene fac parte din procesele de pantă. Materialul depus în lungul pantei dă naştere la depozite deluviale.

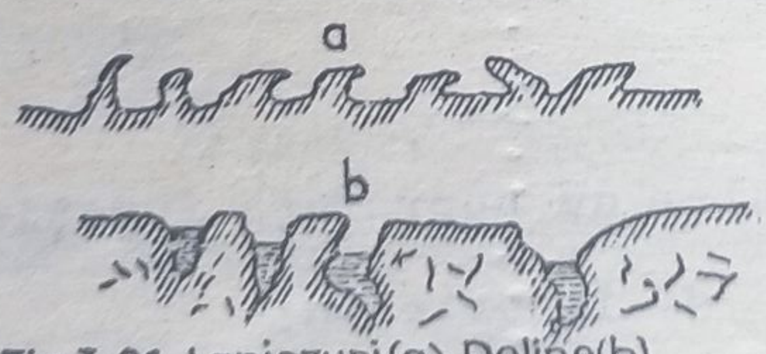


Fig.I.21. Lapiezuri(a);Doline(b).

Materialul de la piciorul pantei poartă denumirea de coluviu.

Torenţii sînt cursuri de apă temporare , cu debit neregulat şi care se formează pe pantele mari . Ei se alimentează din ploile torenţiale şi topirea rapidă a zăpezilor şi a gheţurilor şi sînt caracterizaţi , prin infiltraţii minime.

Scurgerea apei are loc prin scobituri (ogase) pe care torenţii le fac singuri sau sînt artificiale ,(create de om ca şanţuri, drumuri) şi care cînd au dimensiuni mari şi sînt de proveniență naturală se numesc rîpe.

Procesul de eroziune produs de torenţi se extinde din aval spre amonte , pornind de la nivelul de bază al eroziunii . El la un moment dat duce la formarea unei albii stabile, care are un profil longitudinal , numit profil de echilibru (fig.I.22) .

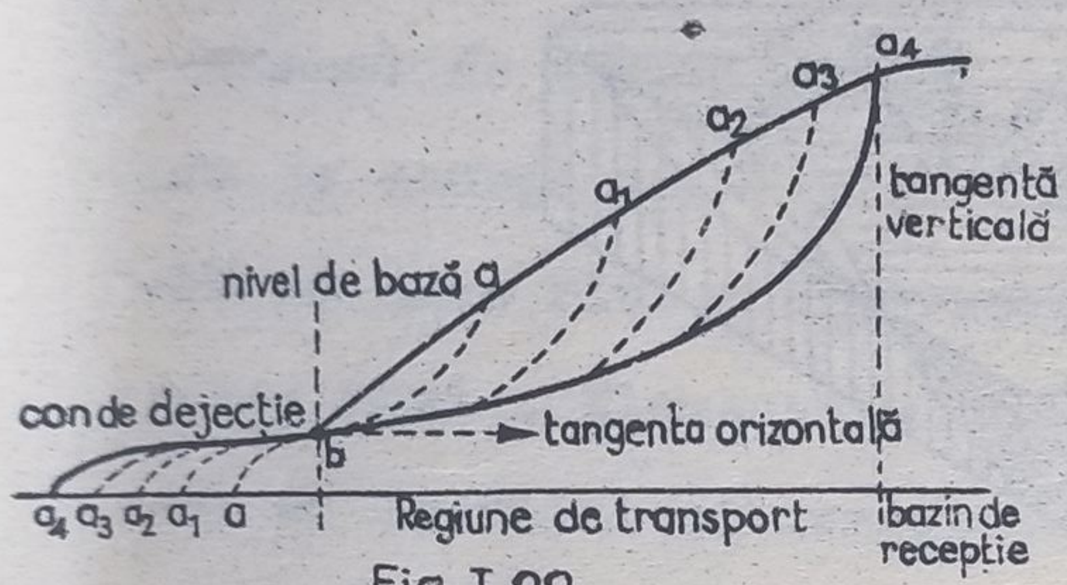


Fig. I.22.

Schema fazelor prin care trece un torent, pînă la obţinerea profilului de echilibru.
a_1-a_4- *stadii intermediare.*

Partea superioară a torentului este un punct instabil deplasîndu-se spre interiorul masivului.

La un torent complet format distingem trei regiuni distincte; bazinul de recepţie , cursul propriu zis (regiunea de transport) şi conul de dejecţie (fig.I.23) .

In bazinul de recepţie care are o formă de sector circular procesul de distrugere este cel mai intens. Pereţii săi sînt aproape verticali şi este străbătut de numeroase viroage care alimentează concentric torentul.

In regiunea de transport panta este mică , erodarea fiind laterală . Materialul erodat în cadrul bazinului se transportă în această zonă cu viteze care pot atinge uneori peste 10 m/S . Debitul solid al torentului este de 15 - 20% din debitul său total.

In zona conului de dejecţie materialul se depune. In plan conul de dejecţie are formă de evantai , iar dezvoltarea lui

Sourgerea apei are loc prin scobituri (ogase) pe care torenţii le fac singuri sau sînt artificiale ,(create de om ca şanţuri, drumuri) şi care cînd au dimensiuni mari şi sînt de proveniență naturală se numesc rîpe.

Procesul de eroziune produs de torenţi se extinde din aval spre amonte , pornind de la nivelul de bază al eroziunii . El la un moment dat duce la formarea unei albii stabile, care are un profil longitudinal , numit profil de echilibru (fig.I.22) .

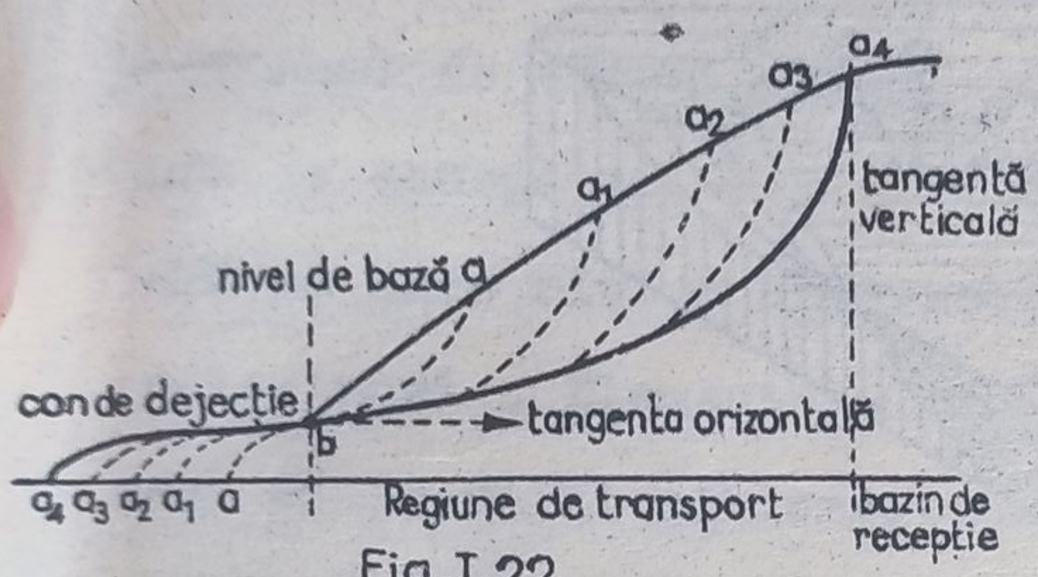


Fig. I.22.

Schema fazelor prin care trece un torent, pînă la obţinerea profilului de echilibru.
$a_1 - a_4$ - *stadii intermediare.*

Partea superioară a torentului este un punct instabil deplasîndu-se spre interiorul masivului.

La un torent complet format distingem trei regiuni distincte; bazinul de recepţie , cursul propriu zis (regiunea de transport) şi conul de dejecţie (fig.I.23) .

In bazinul de recepţie care are o formă de sector circular procesul de distrugere este cel mai intens. Pereţii săi sînt aproape verticali şi este străbătut de numeroase viroage care alimentează concentric torentul.

In regiunea de transport panta este mică , erodarea fiind laterală . Materialul erodat în cadrul bazinului se transportă în această zonă cu viteze care pot atinge uneori peste 10 m/S . Debitul solid al torentului este de 15 - 20% din debitul său total.

In zona conului de dejecţie materialul se depune. In plan conul de dejecţie are formă de evantai , iar dezvoltarea lui

depinde de intensitatea degradării la care este supusă regiunea, de natura rocilor bazinului de recepţie , de dimensiunile şi înclinarea bazinului şi de regimul torentului.

Conul de dejecţie poate fi activ , cînd apa se scurge pe toată suprafaţa conului, sau drenat cînd scurgerea are loc printr-un jgheab tăiat în materialul depus. Depozitele de materiale depuse de torenţi poartă denumirea de depozite proluviale.

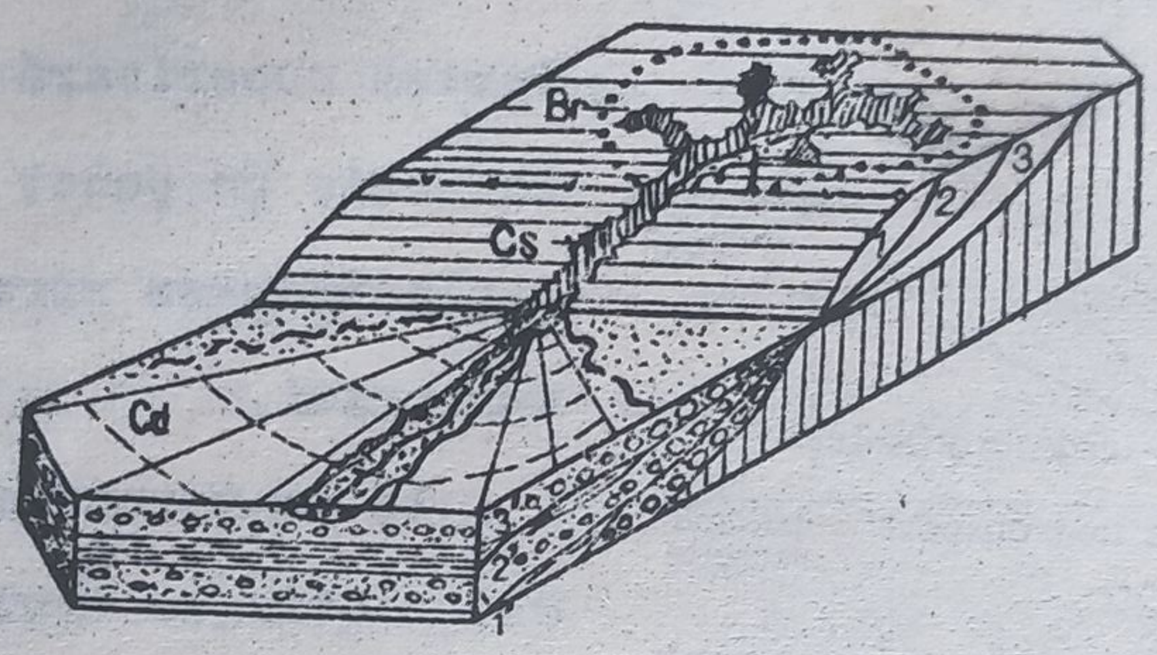


Fig.I.23.Un organism torenţial:
Br – bazin de recepţie; Cs – canal de scurgere; Cd – con de dejecţie; 1,2,3 – fazele eroziunii regresive; 3', 2', 1' – fazele acumulării progresive.

Formarea unui torent este favorizată de coeziunea mică a rocilor în care are loc scurgerea , de condiţiile de climă , pamta şi orientare a versanţilor şi de poziţia nivelului de bază al eroziunii .

Factorii care favorizează dezvoltarea torenţilor sînt: distrugerea plantaţiilor de pe versant, aratul coastelor, executarea în mod neorganizat a unor canale pe versant şi debleuri perpendiculare pe versant.

Lungimea unui torent atinge uneori 5 - 10 km. Secţiunea transversală a torenţilor poate fi simetrică sau asimetrică . Asimetria poate fi provocată de factori geologici (natura stratelor , înclinarea lor, conţinutul de apă a celor doi versanţi) sau geografici (orientarea versanţilor).

Acţiunea fizico- geologică a apelor curgătoare

Apele curgătoare sînt cursuri de apă permanente relativ stabile ce se deplasează pe suprafaţa scoarţei spre un rezervor situat la o cotă mai joasă , şi au un traseu bine definit. După cantitatea de apă pe care o au se numesc pîraie, rîuri şi fluvii.

Valea este depresiunea suprafeţei terestre în fundul căreia se găseşte albia .

Prin albie se înţelege partea inferioară a văii , ocupată permanent de cursul de apă şi care poate fi albia minoră prin care se scurge apa rîului , în timpul apelor scăzute şi albia majoră pe care rîul o utilizează în total sau în parte în timpul apelor mari . Elementele albiei sînt secţiunea transversală, traseul şi profilul ei longitudinal.

Talvegul este fundul propriu- zis al albiei sau linia care uneşte punctele cele mai adînci ale cursului de apă .Firul apei (axul dinamic) este locul geometric al vitezelor maxime şi coincide în majoritatea cazurilor cu talvegul.

La o apă curgătoare se deosebesc următoarele elemente caracteristice :

- punctul de formare sau izvor;
- punctul terminus sau gura de vărsare ;
- valea , albia şi talvegul .

Cursurile de apă clasificate după condiţiile care le-au dat naştere se împart în :

- cursuri de apă alimentate din topirea zăpezilor ;
- cursuri de apă alimentate de ploi;
- cursuri de apă alimentate de topirea zăpezilor şi de ploile de primăvară şi de vară ;
- cursuri de apă alimentate de topirea gheţarilor.

funcţie de condiţiile de alimentare , variază cantitatea de apă ce se scurge prin albie şi sezonul în care aceasta este maximă.

Suprafaţa de pe care se face colectarea apei se numeşte bazinul hidrografic al cursului de apă şi este despărţită prin cumpăna apelor de alt bazin. Cumpăna apelor este linia de intersecţie a versanţilor văii cu cei adiacenţi a altei văi sau a straturilor impermeabile adiacente a două văi..

Raportul dintre lungimea totală a cursurilor de apă care constituie o reţea şi suprafaţa bazinului hidrografic respectiv se numeşte densitatea reţelei hidrografice exprimată în km/km^2.

Un curs de apă este caracterizat prin regimul său care cuprinde nivelele sale , viteză, debitul său solid şi lichid, condiţionate de variaţiile climatice sezoniere . Ele se reflectă în forma şi natura hidrografului cursului de apă.

Viteza unui curs de apă este variabilă ea depinzînd de panta profilului în lung, de adîncimea apei şi de rugozitatea albiei.

In fig.I.24 se dă variaţia vitezelor în secţiunea transversală a unui curs de apă.

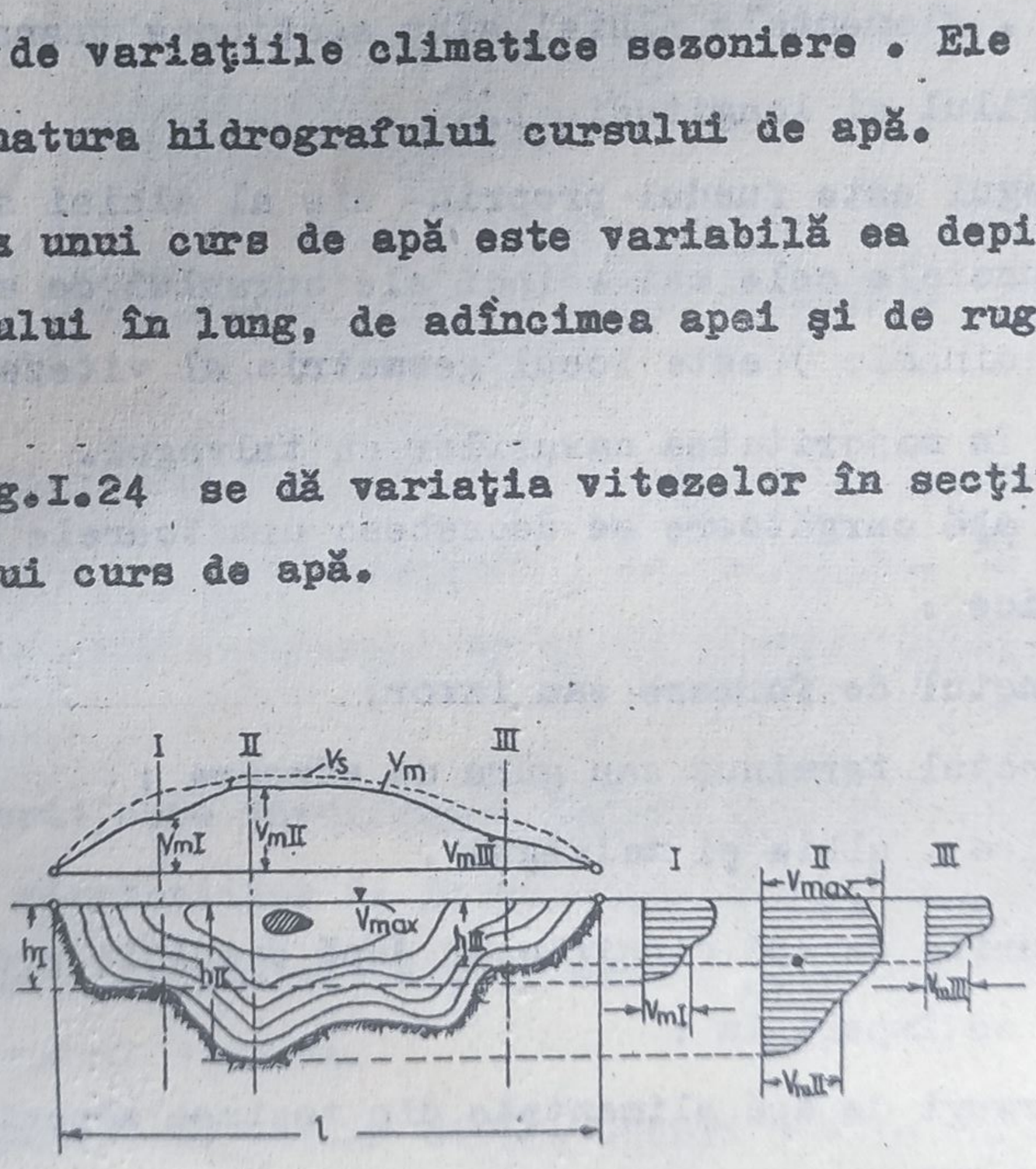


Fig.I.24.Variaţia vitezei unui curs de apă.

Debitul unui curs de apă este volumul de apă ce trece printr-o

secţiune a albiei în unitatea de timp. El poate varia în lungul albiei şi de asemenea în aceeaşi secţiune a albiei în timp.

După debitul pe care-l au cursurile de apă ele se împart în :

- cursuri de apă permanente (cînd tot anul curge apă)
- cursuri de apă semipermanente (cînd într-o perioadă mai lungă din an curge apa)
- cursuri de apă temporare (cînd o perioadă scurtă pe an curge apa)
- cursuri de apă ocazionale (apa nu curge decît cîteva zile pe an).

Debitul solid al unui curs de apă este reprezentat de totalitatea materialului solid denumit aluviuni (transportate prin rostogolire şi tărîre pe fundul albiei , în suspensie sau dizolvat)ce trece printr-o anumită secţiune transversală a albiei în unitatea de timp. Cînd se referă la materialul în suspensie se numeşte turbiditate .

Acest debit solid depinde de regimul cursului , de natura rocilor pe care le străbate şi de climă.

Viitura sau apele mari reprezintă debitul maxim al cursului de apă . Dacă raportul între debitul maxim şi minim al unui curs de apă este mai mic de 4 - 5 , cursul este considerat cu un debit constant.

Regimul cursului de apă este complexul variaţiilor debitului său , şi depinde de o serie de factori cu caracter permanent (structura geologică, configuraţia morfologică a regiunii , expunerea , poziţia geografică şi altimetrică)şi cu caracter variabil (condiţii meteorologice şi climatice, vegetaţia).

Regimul unui curs de apă este definit prin :

- coeficientul de scurgere

- modulul de scurgere

Coeficientul de scurgere notat cu este raportul dintre debitul anual al unui curs de apă măsurat la vărsare şi cantitatea totală de precipitaţii în bazinul acelui curs în acelaşi interval de timp.

$$\alpha = \frac{D^{m^3}}{H^m F^{m^2}}$$

Modulul scurgerii este cantitatea de apă în l/S la

1 - km^2 de suprafaţă de bazin

$$M_s = \alpha \cdot \mathcal{Q}$$

$\mathcal{Q}$ - cantitatea de precipitaţii căzută pe an

Coeficientul de scurgere variază sub influenţa unor factori meteorologici (durata , intensitatea şi calitatea precipitaţiilor atmosferice şi repartiţia lor în timp şi spaţiu, temperatura , starea higrometrică a aerului şi viteza vîntului) geografici (poziţia geografică a bazinului , configuraţia sa morfologică , densitatea reţelei hidrografice , mărimea şi forma bazinului hidrografic) geologici (gradul de permeabilitate al rocilor străbătute) şi biologici (dezvoltarea şi caracterul general al vegetaţiei , lucrările directe şi indirecte ale omului).

Acţiunea apelor curgătoare asupra scoarţei se manifestă prin eroziunea (măcinarea meccanică a fundului şi malurilor rîului), ablaţiunea (spălarea şi transportarea produselor rezultate) şi sedimentarea (depunerea) materialului transportat.

Aceste procese tind să se realizeze un profil longitudinal de echilibru numit şi curbă limită a erodării sau curbă dinamică de acţiune a rîului.

I_n acest profil raportul dintre lungime şi diferenţa de nivel este mai mare la rîuri decît la torenţi.

Teoretic profilul de echilibru este realizat atunci cînd în fiecare punct în lungul cursului rîului avem panta minimă. Acest lucru nu are loc însă niciodată din cauza variaţiei debitului de apă şi a debitului solid , în special la punctele de confluenţă .

Profilul de echilibru este variabil pe diversele porţiuni ale unui rîu şi între diferite rîuri. El depinde de condiţiile topografice (panta terenului) geologice (natura şi stratificaţia rocilor) şi meteorologice (regimul precipitaţiilor , anotimpul).

Regiunile în care poate fi împărţit cursul rîurilor dezvoltate sînt:

- sectorul sau cursul superior ;
- sectorul sau cursul mijlociu ;
- sectorul sau cursul inferior; (fig.I.25)

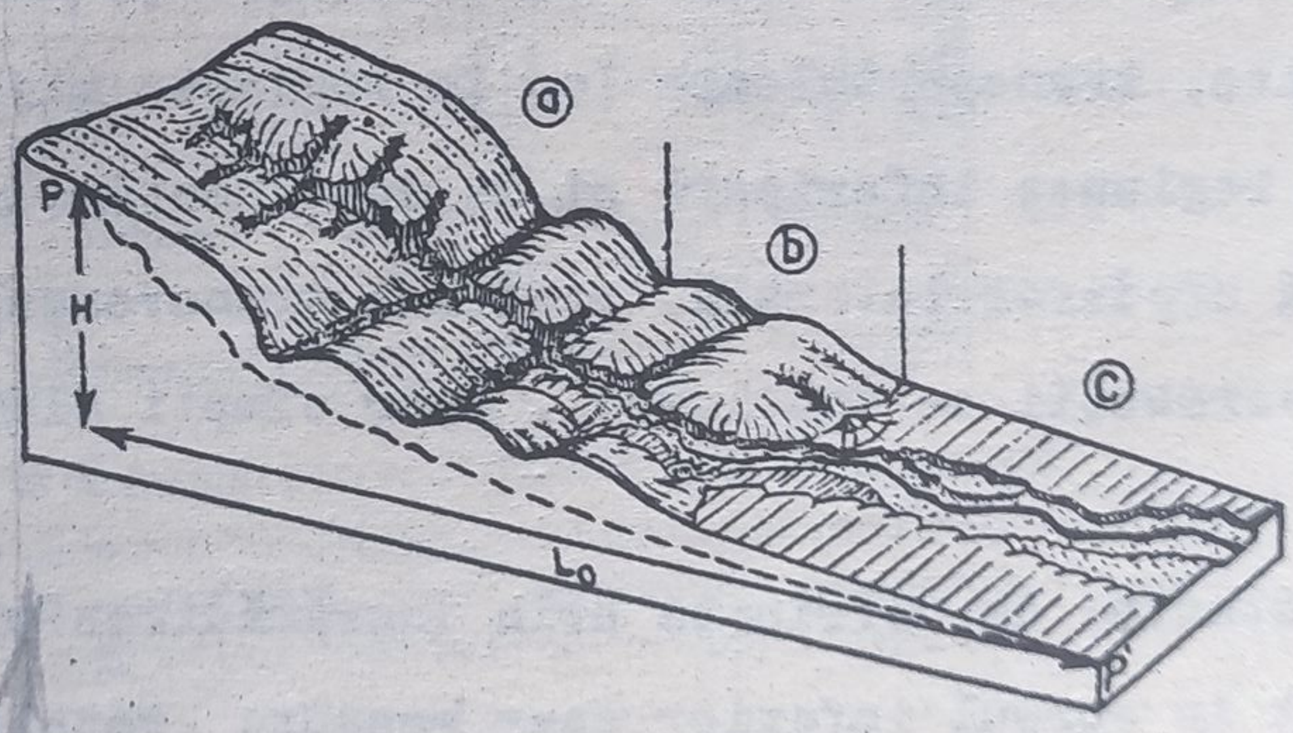


Fig. I.25. Subdiviziunile cursului unui rîu:
a — sectorul superior; b — sectorul mijlociu; c — sectorul inferior.

Între aceste regiuni constatăm deosebiri în ceea ce priveşte forma în plan orizontal şi vertical al albiei , acţiunea de erodare pe fund şi lateral şi depunere, viteza de curgere , inundaţiile . Limitele dintre ele se deplasează în aval la viituri

şi în amonte la debite mici; datorită variaţiei puterii de antrenare a apei.

In timp , activitatea unui curs de apă, în lungul său, prezintă trei stadii de dezvoltare. Ele se pot datori şi unor cauze locale ca schimbări în natura rocii sau mişcări ale scoarţei terestre . Aceste stadii sînt, stadiul de tinereţe , stadiul de maturitate şi stadiul de bătrîneţe.

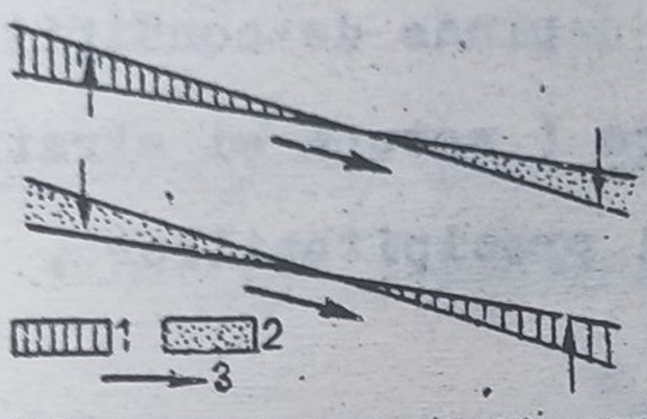


Fig.I 26.Procesele de eroziune şi acumulare în lungul rîului în raport cu sensul mişcărilor tectonice:
1- eroziune; 2- acumulare; 3-direcţia de curgere.

In primul stadiu fenomenul de erodare este predominant văile sînt abrupte , viteza este mare , aproape nu există albie majoră , şi întîlnim numeroase alunecări şi prăbuşiri ale versanţilor.

In stadiul de maturitate se adînceşte şi se lărgeşte patul în amonte, transportul are loc în regiunea mijlocie ,şi depunerea în regiunea inferioară şi de confluenţă .In acest stadiu se dezvoltă erodarea laterală, profilul transversal se lărgeşte la bază , versanţii se îndulcesc , apar cîmpii aluviale şi terase.

In stadiul de bătrîneţe prin îngrămădirea materialului transportat în cursul inferior apar meandre .Fazele de formare a meandrelor se arată în fig.I.27.

Pentru explicarea fenomenelor care se produc într-un curent de apă în scurgere naturală într-o albie s-au efectuat o serie de cercetări care au arătat că acţiunea apei se datoreşte existenţei unui curent normal de înaintare şi unuia transversal .

In fig.I.28 sînt reproduse schemele de circulaţie a apei

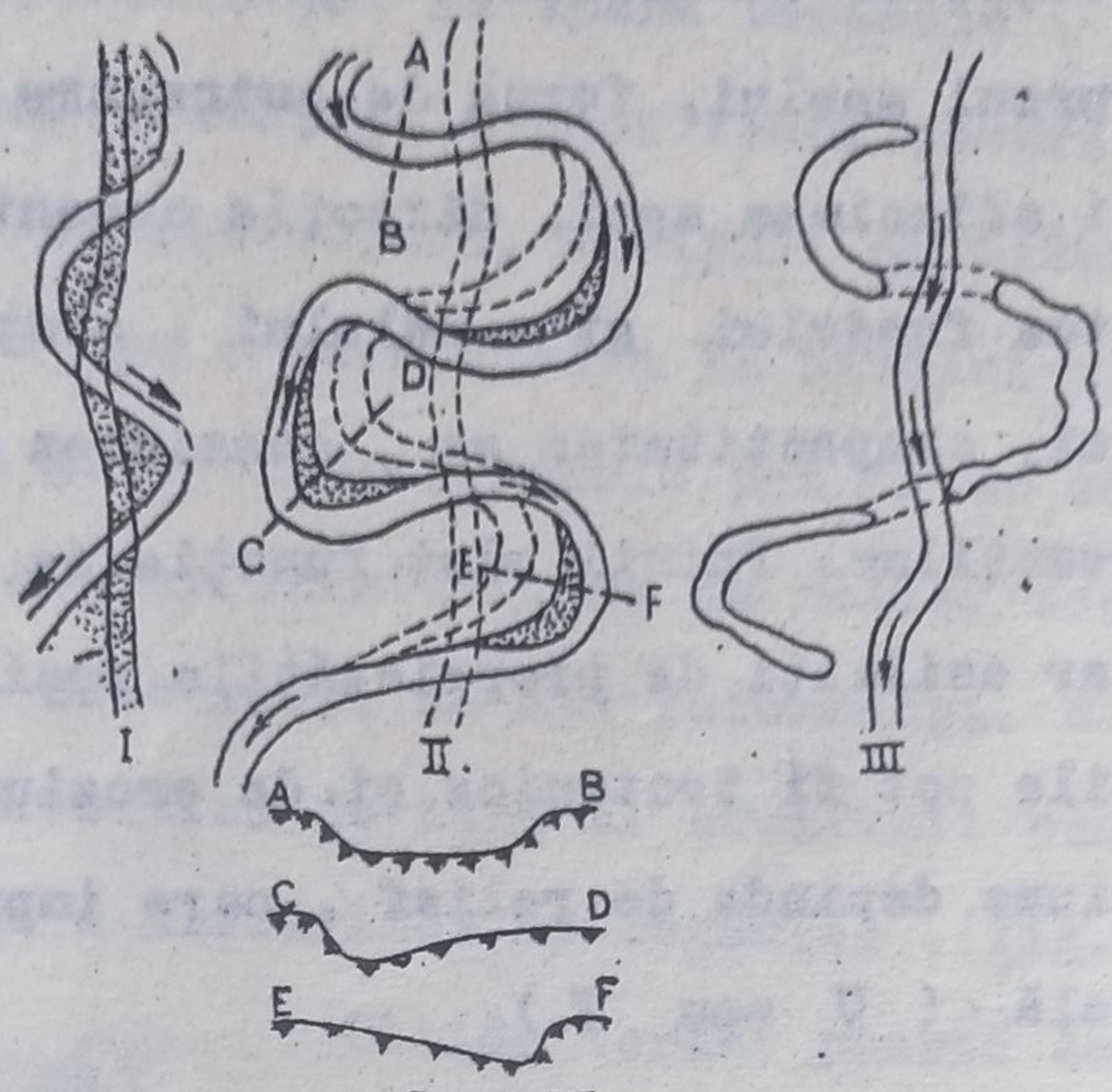


Fig. I.27.
Formarea meandelor

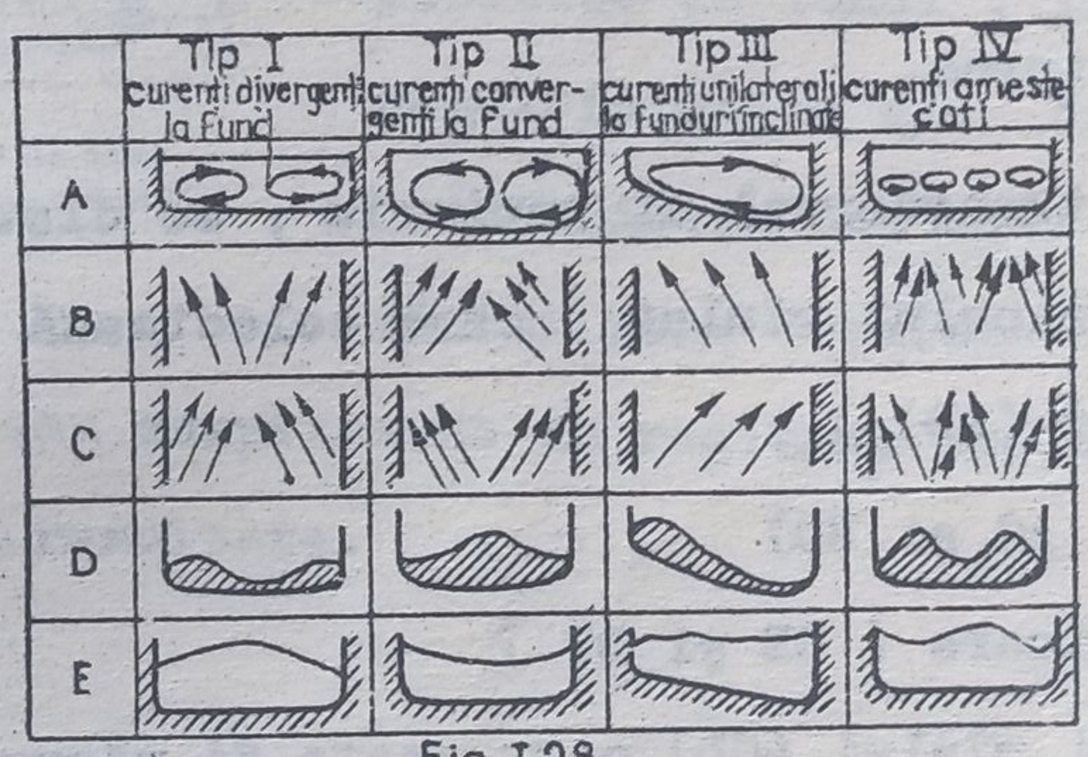


Fig. I.28.
Tipurile de curenţi interni transversal într-un curs de apă:
A - Schema curenţilor; B - direcţia curenţilor de fund (în plan); C - direcţia curenţilor de suprafaţă (în plan); D - repartiţia depunerilor aluvionare de fund; E - profilul transversal al suprafeţei apei.

Cursurile de apă sînt un element dinamic în permanentă mişcare, care exercită asupra rocilor pe care le întîlneşte în cale o acţiune distructivă . Eroziunea este direct proporţională cu viteza de scurgere şi cu debitul cursului de apă şi are ca rezultat crearea văilor , în care se află albia.

Forţa de eroziune se manifestă prin acţiuni chimice şi

mecanice, intensitatea depinzînd de factori activi ca: debitul, cantitatea precipitaţiilor atmosferice anuale , caracterul lor şi regularitatea în cursul anului, forţa de antrenare a curentului , panta curentului şi adîncimea apei, direcţia curentului , şi pasivi ca : asperitatea fundului şi a malului , compoziţia granulometrică a terenului, compactitatea sa , coeziunea şi înclinarea malurilor şi a versanţilor. Primii sînt funcţie de condiţiile de mişcare ale apei iar ceilalţi de proprietăţile rocii şi relief. După geneza lor văile pot fi tectonice şi de eroziune . Caracterul văilor de eroziune depinde de relief , care imprimă o anumită secţiune transversală (U sau V).

La cursul unui rîu care străbate regiuni cu relief diferit se întîlnesc foarte des ambele forme ale secţiunii albiei .Intre vale şi rîu există o legătură strînsă , particularităţile lor condiţionîndu-se reciproc.

La un profil transversal al unui rîu , se disting(fig.I.29)

- lărgimea bazinului rîului (care colectează apele de precipitaţii (AB)) ;
- versanţii (AC şi BD)
- malurile primare (CE şi DF)
- lăţimea văii rîului (CD) care poate fi măsurată la diferite adîncimi faţă de nivelul interfluviului ;
- adîncimea văii (H, h)
- albia şi malul rîului (linia de udare)
- grinduri (r)

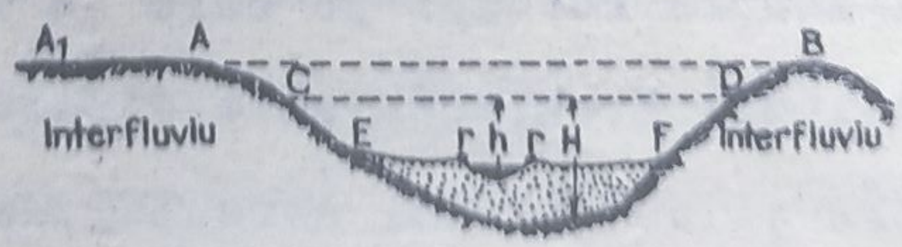


Fig.I29.Profilul transversal al unui rîu .

In unele cazuri malul rîului poate coincide cu malurile primare , în alte cazuri pot să apară terasele .

Terasele sînt rămăşiţele unor vechi goguri aluvionare. Ele sînt formate din pietrişuri, nisipuri şi material fin, ceea ce demonstrează că apa a curs cîndva la nivelul ei.

Funcţie de geneza lor terasele pot fi de acumulare sau datorite eroziunii şi reprezintă forme de relief sculpturale şi de acumulare produse de curenţi de apă permanenţi. Ele apar ca urmare a schimbării nivelului de bază al eroziunii pentru cursul respectiv de apă, sau a mişcărilor epirogenice .(fig.I.3o).

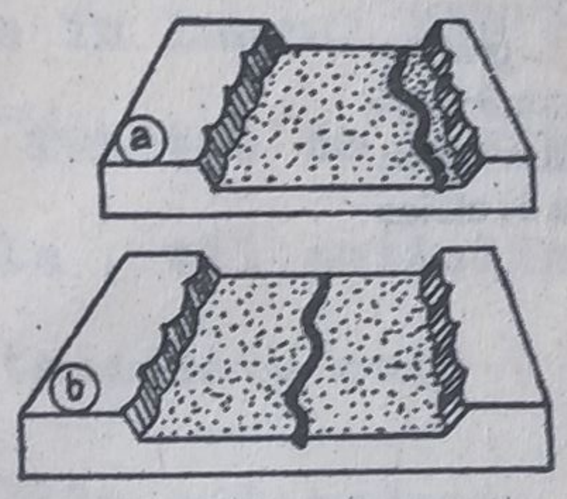


Fig. I.31. Tipuri de lunci:
a — asimetrică; b — simetrică.

Ultima terasă poartă denumirea de luncă.

In figura I.31 se arată tipurile posibile de lunci , iar în figura 32 subdiviziunile ei. Malul primar este distrus de către activitatea rîului prin eroziune laterală care produce alunecarea sau surparea sa în regiunea spălării şi transportul materialelor rezultate.

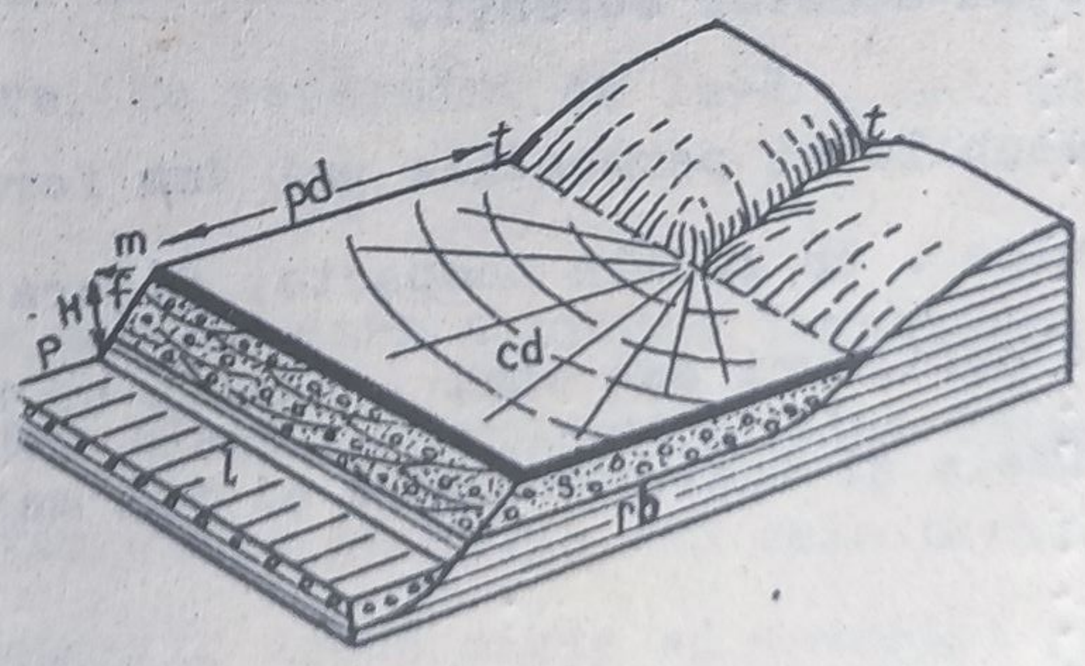


Fig. I.30. Terasa fluviatilă şi elementele ei:
pd — podul; f — fruntea; m — mucheea; p — piciorul; t — ţîţîna; H — altitudinea relativă; s — structura geologică. Alte date: t — terenl; cd — con de dejecţie; l — lunca; rb — roca din bază.

Forma generală a văilor şi dezvoltarea fenomenelor de erodare

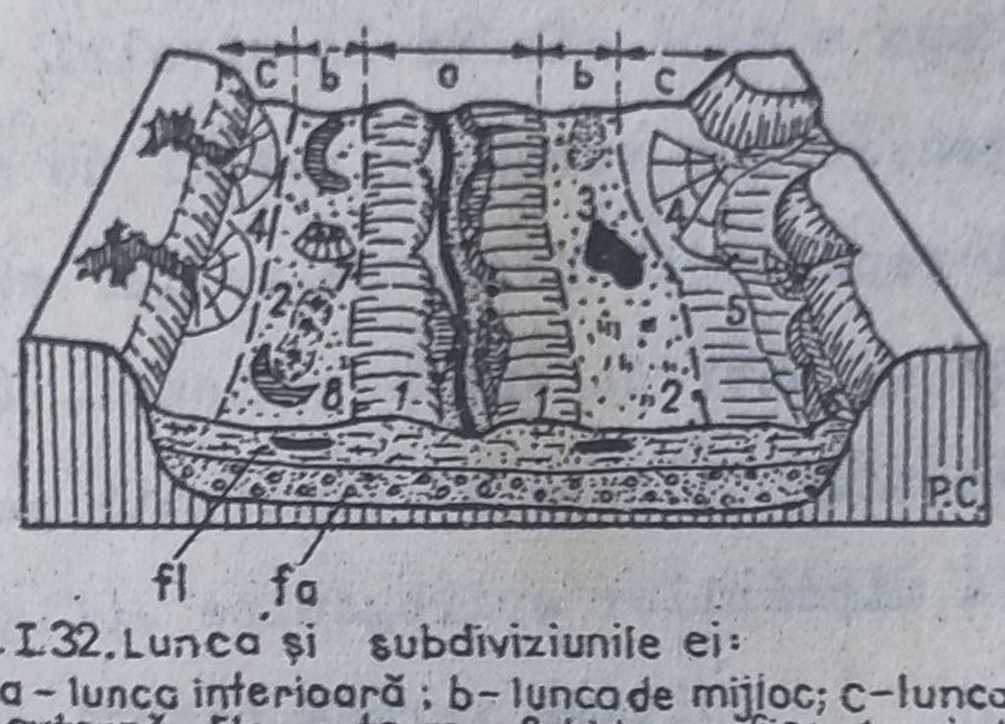


Fig. I.32. Lunca şi subdiviziunile ei:
a - lunca interioară ; b - lunca de mijloc; c - lunca externă. Elemente morfohidrografice: 1 - grinduri prealbiale; 2 - zone depresionare - mlăştinoase; 3 - lacuri; 4 - conuri de dejecţie; 5 - curs paralel; 6 - terasă de luncă; 7 - grădişte; 8 - meandru părăsit; fa - facies de albie; fl - facies de luncă.

depind de natura şi condiţiile de zăcămînt ale rocilor zonelor străbătute de cursul respectiv de apă .

In general datorită curenţilor longitudinali şi transversali , această eroziune nu are un caracter uniform, ea este influenţată de direcţia acestor curenţi.

Rocile impermeabile şi permeabile moi dau forme îndulcite şi erodări puternice . In rocile compacte, fisurate şi nefisurate se formează defileuri sau chei , înalte cu văi cu fundul îngust la primele şi înălţime medie şi văi mai late la celelalte.

In rocile permeabile poroase eroziunea este mai lentă, iar în albii cu alternanţe de roci de tării diferite , erodările sînt neuniforme . In general rocile poroase , dau maştere unei eroziuni mai lente, deoarece o parte din apă este absorbită de

rocă.

Stilul tectonic al regiunii influenţează forma văii prin caracterul stratificaţiei . Astfel la structuri tabulare cursul de apă este uniform iar eroziunea uniformă . Ele se pot adînci prin mişcări epirogenice , purtînd denumirea de văi epigenetice.

In regiunile cutate văile pot fi perpendiculare pe direcţia stratelor (văi subsecvente), dirijate în direcţia înclinării stratelor (văi consecvente), paralele cu direcţia stratelor şi orientate contrar înclinării stratelor (văi obsecvente) şi în direcţia înclinării stratelor (resecvente) . Unele văi pot urmări cutele în lungul lor (văi longitudinale) purtînd următoarele denumiri funcţie de poziţia văii faţă de elementele cutei: văi sinclinale , văi anticlinale , şi văi de flanc , iar altele pot intersecta aceste cute (văi transversale).

Văile antecedente sînt văi în care cursul de apă îşi păstrează direcţia de scurgere , chiar în urma unor mişcări epirogenice.

Ingustarea naturală a unei văi în anumite puncte se poate datori condiţiilor în care s-au format (văi glaciare şi antecedente), tăriei rocilor străbătute , barării cursului prin fenomene de alunecare, de revărsări de lavă , sau de către conuri de dejecţie.

Cunoaşterea cauzei care a produs îngustarea este deosebit de importantă pentru alegerea amplasamentelor barajelor. Deosebit de periculoase sînt văile glaciare sau cele barate unde materialul poate fi permeabil, depus peste un material permeabil sau cu proprietăţi mecanice necorespunzătoare.

In bazinul hidrografic al unui curs de apă mai apar şi fenomene de deviaţii. Deviaţiile sînt deplasări laterale ale apei curgătoare pe porţiuni mai mari sau mai mici a cursului , şi pot

fi naturale sau artificiale.

Primele pot fi spontane în legătură cu fenomenele de eroziune sau sedimentare ,. sau forţate în legătură cu mişcările orogenice, cu fenomenul de barare , sau cu eroziunea mărilor, fluviilor şi gheţarilor . Captarea apare în dreptul crestei de separare a două bazine hidrografice, din cauza diferenţei de nivel de bază al eroziunii. Apele cu nivelul de bază la o cotă mai joasă, erodează mai puternic , captînd izvoarele apelor avînd nivelul de bază mai ridicat. Vorbim în acest caz de o inversare de curs. Deviaţiile artificiale pot fi directe , fiind folosite la lucrările hidroenergetice, canale de navigaţie şi indirecte la diguri, baraje.

Mişcarea apei în albia unui rîu are loc din cauza forţei de gravitaţie şi este influenţată de inegalitatea şi de natura albiei , de variaţiile profilului longitudinal şi al profilelor transversale în diverse secţiuni, de obstacole pe care apa le întîlneşte în drumul ei.

Datorită mişcării , apa pe lîngă erodare exercită un proces de transport , a cărui intensitate se numeşte capacitate.de transport. Ea depinde de masa de apă şi de viteza ei (forţa de antrenare a apei) şi de dimensiunile, greutatea specifică şi forma materialului reflectată prin suprafaţa transversală a granulelor din care este alcătuit , proiectată normal pe direcţia de mişcare a apei.

Cînd condiţiile care asigură transportul aluviunilor nu mai există, materialele se depun în ordinea de mărime a masei lor, formînd depozite aluviale . Locul de depunere al aluviunilor este dictat de variaţia în timp a condiţiilor care asigurau transportul lor.

Depozitele formate prin depunere cuprind elemente de dimen-

siuni foarte diferite.

Aluviunile dau naştere unei serii de forme morfologice caracteristice ca: insulele fluviale sau ostroavele (create prin sedimentare sau prin detaşarea malurilor proieminente), deltele (care pot fi lacustre şi marine) şi terasele.

Cunoaşterea fenomenelor din albiile apelor curgătoare ne dă posibilitatea de a preveni o serie de distrugeri pe care uneatea le pot provoca prin extinderea pe care o primesc fie în mod natural , fie datorită unor lucrări de construcţii pe care le executăm în zona lor.

Acţiunea fizico - geologică a gheţarilor

Gheţarii sînt îngrămădiri de gheaţă în mişcare care se întîlnesc sub toate latitudinile , în văile superioare ale munţilor înalţi.

Ei se formează datorită acumulării zăpezilor an de an în regiunile zăpezilor permanente din munţi a căror limită este determinată de climat. Lungimea lor poate atinge şi 7o km . (Fedcenko - URSS). Zăpezile din care sînt formaţi gheţarii provin din ninsori, din lavine (zăpadă umedă) şi avalanşe (zăpadă uscată) care alunecă, se prăbuşesc sau se rostogolesc pe pantele munţilor . Acestea prin formare şi caracterul lor de manifestare au unele trăsături comune cu torenţii. Se deosebesc prin faptul că acţiunea lor este mai distrugătoare , că materialul solid transportat de ele este foarte redus şi că au o declanşare spontană , neanunţată. De asemenea pentru formarea lor sînt necesare anumite condiţii climaterice şi caractere geomorfologice speciale. Regiunea de formare şi alimentare a avalanşelor şi lavinelor are dimensiuni relativ reduse, ele producîndu-se de obicei în aceleaşi zone la anumite condiţii meteorologice . Ele pot fi avalanşe de alunecare , de jgheab şi săritoare.

Zăpada avalanşelor şi blocurile de gheaţă ce cad de pe vîrfurile înalte împreună cu ninsoarea umplu bazinele de recepţie a viitorilor gheţari , sub acţiunea lor formîndu-se circuri glaciare (căldări, zănoage).

In această caldare , zăpada se îngrămădeşte şi se tasează sub greutatea proprie , temperatura şi presiune ducînd la creşterea umidităţii şi prin urmare la creşterea greutăţii ei specifice . Apa din ea îngheaţă şi ea devine mai compactă ; compactitatea creşcînd în timp . Densitatea gheţii creşte din amonte în aval.

După formare , gheţarul , datorită plasticităţii gheţii se deplasează spre vale pe pantă sub influenţa greutăţii sale sporită prin acumulările de gheaţă din zona sa de alimentare . Viteza de curgere variază între 25 mm - 1250 mm/zi.

In figura I.33 se arată forma în plan şi secţiune verticală a unui gheţar şi se observă că este brăzdat de crăpături

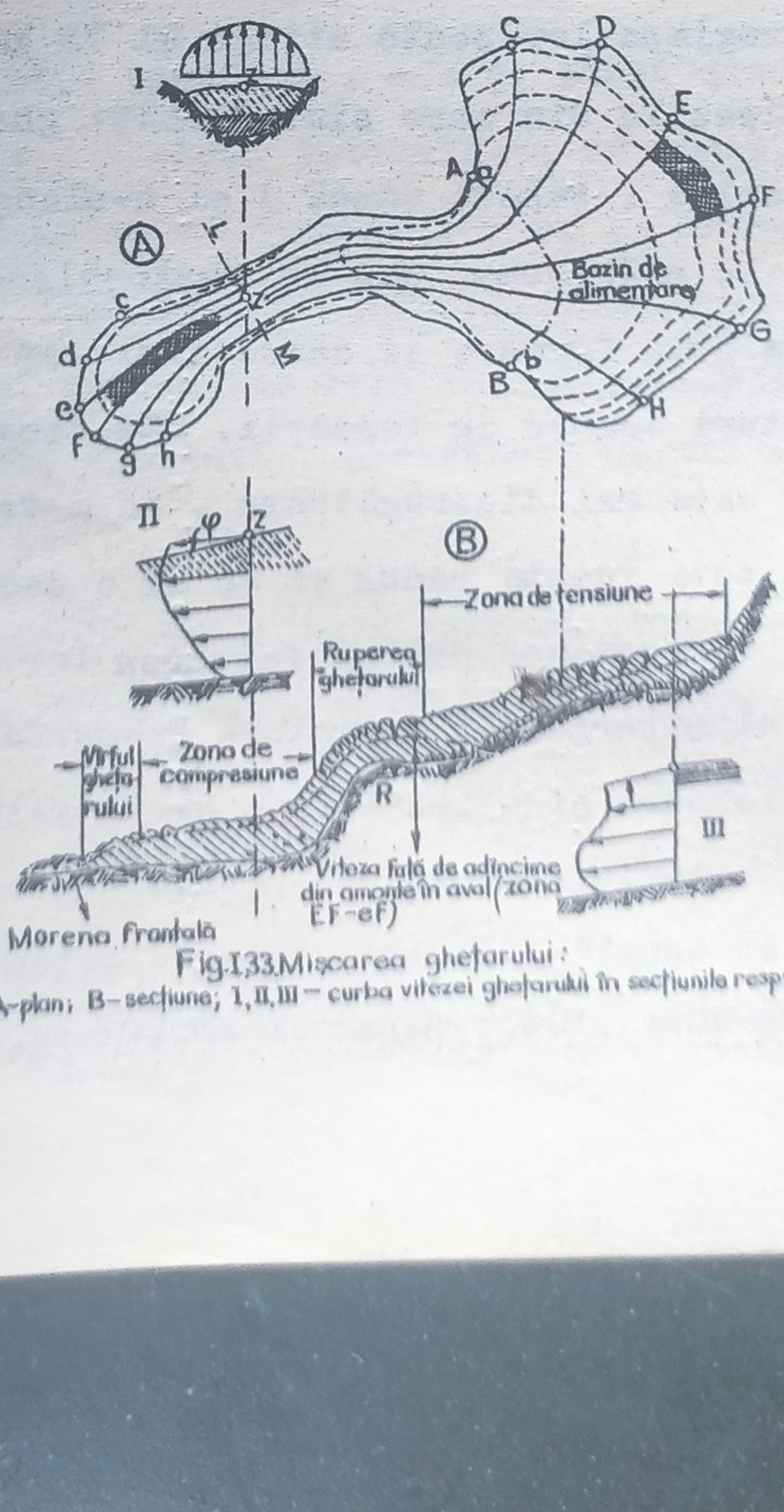


Fig.I.33 Mişcarea gheţarului :
A-plan; B-secţiune; I, II, III - curba vitezei gheţarului în secţiunile respective

dispuse marginal şi oblic(provocate de frecarea cu pereţii şi diferenţa de viteză de curgere), transversal (ruperi de pante) şi longitudinal (datorită resfirării ghieţii în aval).

Acţiunea geologică a gheţarilor se reflectă în erodarea văii pe care se deplasează . Ea se datoreşte frecării gheţii şi a sfărîmăturilor de rocă pe care le cuprinde , de patul albiei gheţarului . Materialul solid este alcătuit din blocuri eratice (cînd au dimensiuni mari) şi morene. Profilul unei văi de eroziune glaciară în sens transversal are formă de U ,iar în sens longitudinal se prezintă în trepte . Erodarea la gheţari se face în raport cu panta şi cu masa de gheaţă (mică la pante mari şi mare la pante mici , funcţie de viteza de deplasare în zonele respective) . In zonele unde au loc îngrămădiri (pantă mică) acţiunea de erodare este mai mare . Această acţiune de erodare se numeşte exharaţie.

In fig. I.34 se arată modul în care are loc depunerea morenelor.

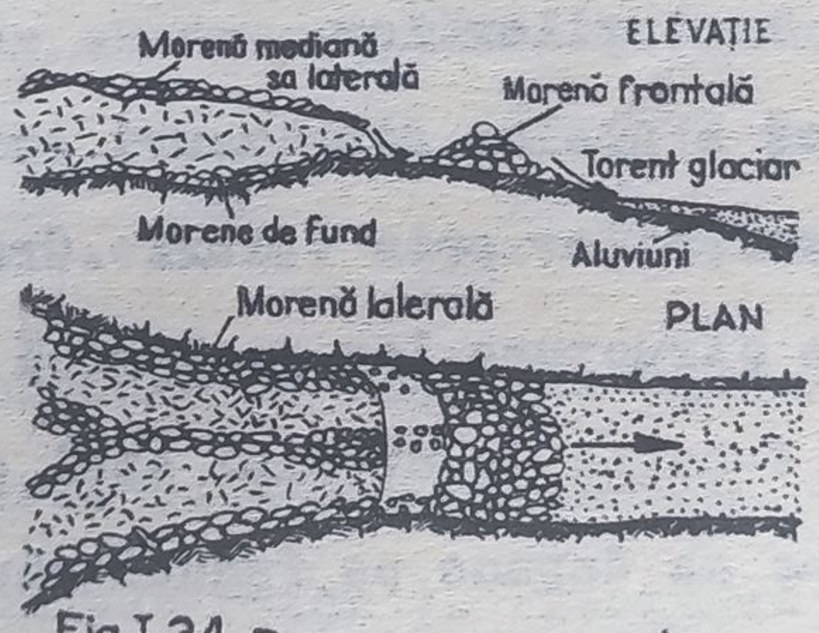


Fig.I.34. Depunerea morenelor.

Acţiunea fizico - geologică a lacurilor şi a mărilor

Lacurile sînt depresiuni ale scoarţei terestre, în care se adună apele , menţinîndu-se aici un anumit interval de timp.

Lacurile pot fi marine (mări închise) cînd reprezintă părţi ce s-au izolat din mări apropiate sau resturi din mările geologice şi lacurile continentale.

După modul în care au luat naştere lacurile se pot clasifica în lacuri tectonice, vulcanice, carstice, glaciare, aluvionare şi de baraj, funcţie de fenomenele geologice care le-au provocat.

Variaţia nivelului apei în lacuri este influenţată de o serie de factori hidrologici ca: apartul de apă superficială şi din izvoarele sublacustre , precipitaţii directe pe suprafaţa lacului , condensarea umidităţii atmosferice şi pierderile prin infiltraţii , scurgerea la suprafaţă şi evaporaţia .

Această variaţie poate fi periodică sau ocazională. Dispariţia lacului poate avea loc prin golire sau umplerea cu material solid.

Dispariţia este provocată de aceeaşi factori care determină scăderea nivelului apei din lac . Umplerea se realizează prin aluviuni, materiale aduse de vînt , materiale de pe versanţi,material vulcanic , depuneri de precipitaţii şi acţiunea organismelor, manifestată prin depunerea resturilor lor.

Activitatea geologică a apelor din lacuri este slabă .Ele produc o slabă eroziune a malurilor prin valuri .Gradul de distrugere a malurilor depinde de structura lor geologică . de alternanţa umezirii şi uscării lor funcţie de nivelul apei din lac. Materialul provenit din eroziune se depune pe fundul său , ducînd eventual la împotmolirea lui. Depozitele sînt alcătuite din resturi minerale, materii organice şi precipitări chimice.

Lacurile pe lîngă funcţiumile pe care le au toate apele superficiale mai au funcţia hidrologică de reglare a debitului cursului ce trece prin lac, de limpezire a apei şi de rezervor de apă.

Un rol important pe glob îi revine acţiunii fizico-geologice a mării.

Caracterele fizice ale mediului marin sînt: salinitatea ,

compoziţia chimică , temperatura şi lumina.

In raport cu adîncimea şi cu legătura lor cu uscatul, mările respectiv oceanele , pot fi clasificate în oceane şi mări geosinclinale, mări epicontinentale şi mări închise.

Acţiunea geologică a mării se exercită exclusiv în regiunea ţărmurilor .

După caracterul litologic al rocilor care constituie ţărmul acesta se poate prezenta sub formă de coastă (la roci tari) şi plajă (la roci lipsite de coeziune) (fig.I.35 şi fig.I.36).

O importanţă deosebită din punct de vedere geomorfologic o au lagunele care sînt porţiuni separate din mare prin cordoane litorale sau perisipuri.

Tărmurile mării se modifică în timp datorită acţiunii mării (factor de ordin morfologic) mişcărilor epirogenice (factor de ordin geologic) , îngheţului, vîntului şi precipitaţiilor (factor climatic), şi acţiunii omului , coralilor (factor biologic).

Acţiunea de erodare a mării , denumită abraziune ,este provocată de valuri , maree şi curenţii marini . Aceşti factori lucrează simultan , cel mai important fiind valurile.

Valurile produse de acţiunea vînturilor asupra suprafeţei apei , lovesc foarte puternic ţărmurile (se ajunge la 300 KN/m^2 pe timp de furtună puternică). Presiunea de izbire a valurilor depinde şi de zona în care apa întîlneşte ţărmul. Astfel la plaje acţiunea este cu atît mai puternică cu cît apa este mai puţin adîncă , iar la ţărmuri abrupte depinde de adîncimea fundului .

Dacă această adîncime este mai mare decît înălţimea valului acesta se retrage , şi nu se sparge la mal.

Acţiunea dinamică a valului variază pe verticală fiind cea mai puternică la nivelul corespunzător mării cînd este în repaus. In acţiunea lor de abraziune valurile folosesc şi mate

rialul pe care l-au dislocat anterior.

Intensitatea abraziunii este funcţie de direcţia de propagare a valurilor, de natura şi rezistenţa rocilor ce alcătuiesc ţărmul şi de aşezarea lor.

Efectul cel mai puternic îl au valurile perpendiculare pe ţărmuri abrupte, el scăzînd cu creşterea sau scăderea unghiului de atac , cu întinderea ţărmului dacă acesta se prezintă sub forma unei plaje , şi cu reducerea adîncimii apei în faţa unui mal abrupt. Distrugerea malului începe prin erodarea bazei sale, urmată de prăbuşirea materialului rămas în consolă: sfărîmăturile rezultate măresc efectul acţiunii valurilor.Se formează o platformă litorală, puţin înclinată spre mare , pe care se depun produsele rezultate din distrugerea rocilor care alcătuiesc ţărmul.

Rocile necoezive sînt distruse foarte repede , acţiunea apei sărate favorizînd distrugerea mai rapidă a rocilor ce conţin carbonaţi.

In cazul unor strate avînd direcţia paralelă cu ţărmul efectul maxim al valurilor este întîlmit la strate înclinate spre uscat . Efectul este nul la strate înclinate regulat spre mare, şi mijlociu la strate orizontale. In ultimul caz ţărmul ia formă de scară ceea ce de asemenea diminuează efectul acţiunii valurilor.

In regiuni cutate, apa mării pătrunde în uscat , şi în dreptul sinclinalelor se formează golfuri , iar la anticlinale promontorii. Curenţii litorali contribuie şi ei la acţiunea de erodare.

In perioada fluxului şi refluxului , umezirea şi uscarea alternativă a materialului din ţărm, duce la degradarea acestuia.

Formele de acumulare litorale şi marine , se depun sortîndu-se de la mal spre larg.

In fig.I.35 şi fig. I.36 se dau două exemple de depuneri litorale şi marine .

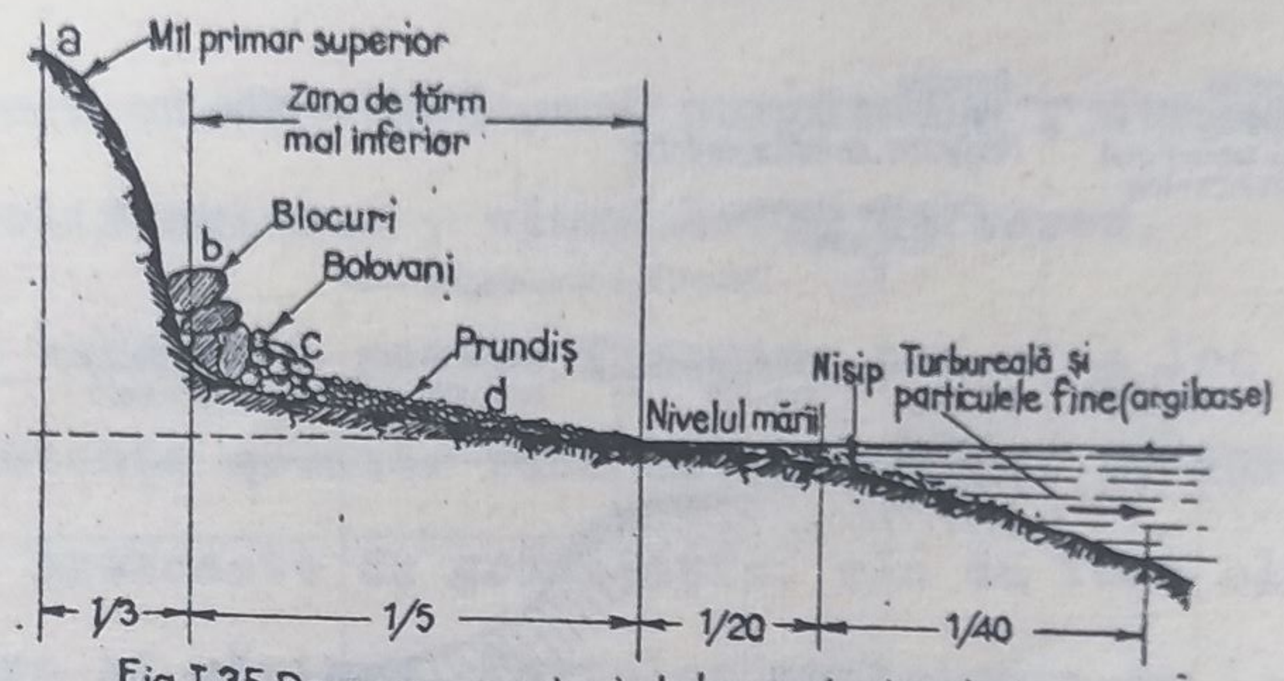


Fig.I.35.Depunerea materialelor rupte de valuri

Cu cît distanţa între depuneri şi mare este mai mică cu atît acestea sînt mai rotunjite din cauza acţiunii succesive a valurilor.

Sînt şi cazuri frecvente cînd materialul fin se depune aproape de ţărm, datorită probabil a unui efect de coagulare rapidă a soluţiilor coloidale în suspensie în apele dulci la contactul cu apa sărată a mării.

Depozitele din bazinele mărilor provin din aluviunile aduse din apele curgătoare,din acţiunea mării , în regiunile mai adînci din precipitări chimice de săruri , acumulări de organisme animale şi vegetale şi de material adus de vînt . Toate aceste depuneri sînt cunoscute sub denumirea de depozite sedimentare.

Funcţie de adîncimea la care se află avem depozite neritice (pînă la 2oo m) , batiale (2oo m - looo m) şi abisale (sub looo m).

Acţiunea fizico - geologică a organismelor .

Acţiunea geologică a organismelor este atît distructivă cît şi constructivă .

Plantele acţionează distructiv asupra rocilor prin menţinerea umidităţii , datorită rădăcinilor care exercită o solicitare mecanică prin creştere şi o acţiune chimică , prin seva

lor.Microorganismele datorită dimensiunilor lor reduse, pot pă-
trunde pînă în cele mai mici fisuri unde fixează în corpul lor

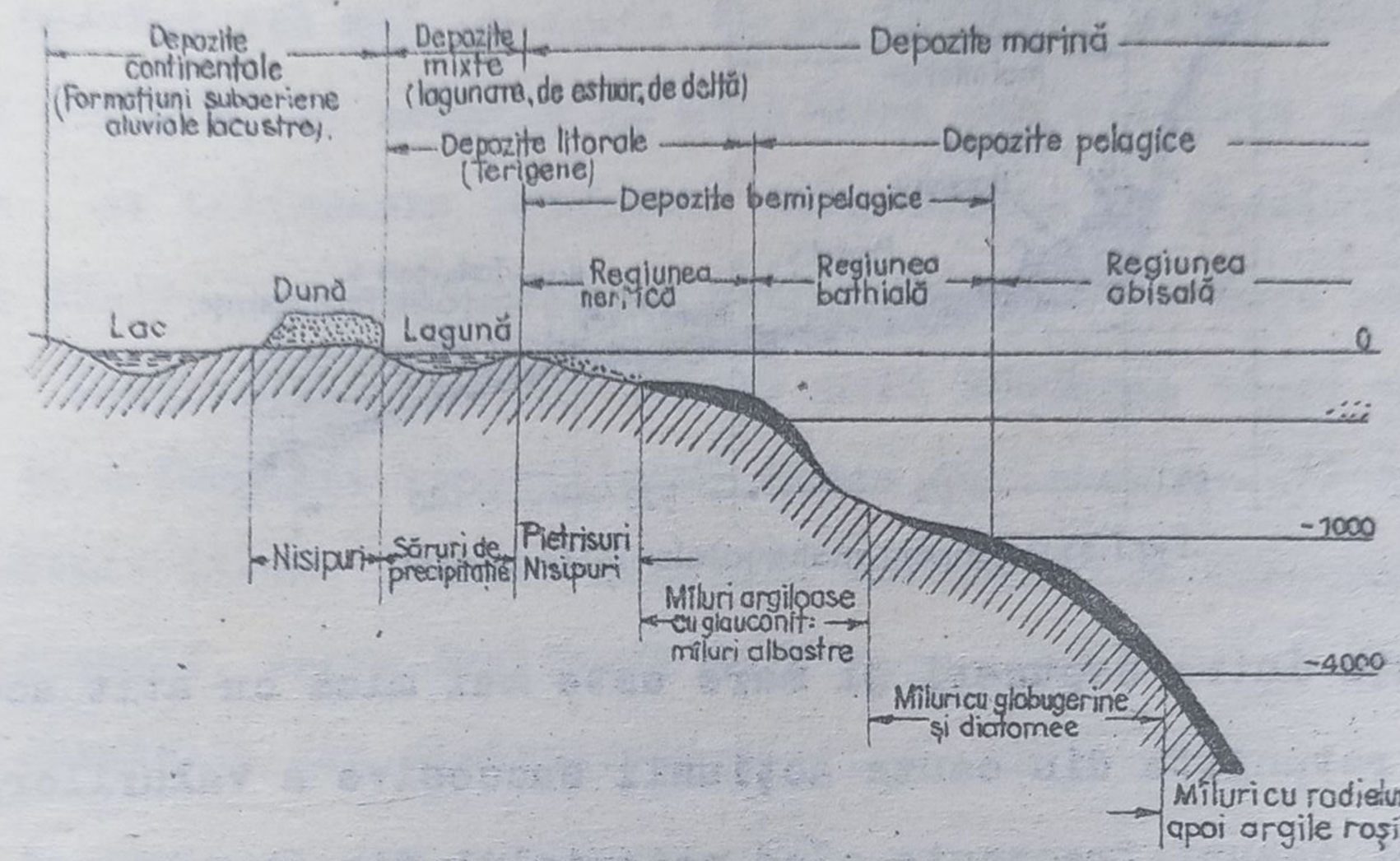


Fig.I.36.Schema sedimentelor marine şi legălura cu uscatul.

azotul de aer şi carbonul din roci . Ele dau naştere prin putre-
facţie la substanţe care la rîndul lor atacă rocile.

Animalele au o acţiune mai mult mecanică , prin creeri de goluri în scoarţă sau acumulări de materiale.

Acţiunea constructivă a organismelor se reflectă prin formarea calcarelor biogene , a cărbunilor, etc.

Acţiunea omului se manifestă prin agricultură, exploatarea bogăţiilor subsolului şi prin construcţii.

<u>Fenomenele geologice de interes deosebit pentru ingineri</u>

Fornituri sau deplasări de teren.

Acţiunea agenţilor modificatori văzuţi în capitolul pre-
cedent , este completată printr-o serie de fenomene geologice , prin care mase de roci sînt transportate dintr-un loc în altul sub acţiunea gravităţii.

Aceste fenomene funcţie de faptul dacă apa participă

sau nu la desfăşurarea lor se pot clasifica în:

- porniturі din cauze mecanice - rostogoliri , surpări, prăbuşiri,sufoziunea şi încovoierea capetelor de strate, tasări ,
- porniturі umede - nisipuri curgătoare , curgeri noroioase , soliflaxiunea , alunecările de teren.

Avînd în vedere că aceste fenomene pot avea loc numai în cazul cînd rezistenţa acestor roci este depăşită de valoarea eforturilor unitare provocate de gravitaţie, ele au fost clasificate funcţie de natura şi mărimea forţelor interioare de legătură în:

-roci necoezive (neagregate) , formate din elemente libere independente ,

-roci semicoezive (semiagregate) cînd legătura între elemente este slabă,

-roci pseodocoezive (pseodoagregate) cînd mărimea acestor forţe de legătură depinde de cantitatea de apă conţinută în rocă,

-roci coezive (agregate) , cînd mărimea forţelor de legătură este independentă de cantitatea de apă din rocă.

Surpările şi prăbuşirile . Sînt deplasări naturale relativ repezi , ale unor importante mase de teren , care au loc atunci cînd acţiunea gravitaţiei depăşeşte rezistenţa rocii.

La prăbuşiri se deosebesc :

- frontul sau locul de desprindere
- panta de prăbuşire
- aglomerarea materialului sfărîmat.

Ele apar în urma distrugerii suportului masei respective de roci şi se caracterizează prin faptul că masa poate să rămînă unitară, sfărîmarea lor neavînd loc iniţial ci în urma căderii.

Distrugerea suportului poate avea loc prin eroziunea laterală a apei curgătoare , lovirea repetată a valurilor şi dizolvare. Materialul sfărîmat nu este sortat (fig.I.37) .

Rostogolirile sînt rezultatul conlucrării a două categorii de cauze şi anume distrugerea unităţii masei prin dezagregarea mecanică şi alterare chimică şi mişcarea particulelor sub influenţa gravitaţiei . Declanşarea este provocată de un cutremur sau o zguduire dintr-o rostogolire vecină . In timpul mişcării particulele se sorteazâ (fig.37).

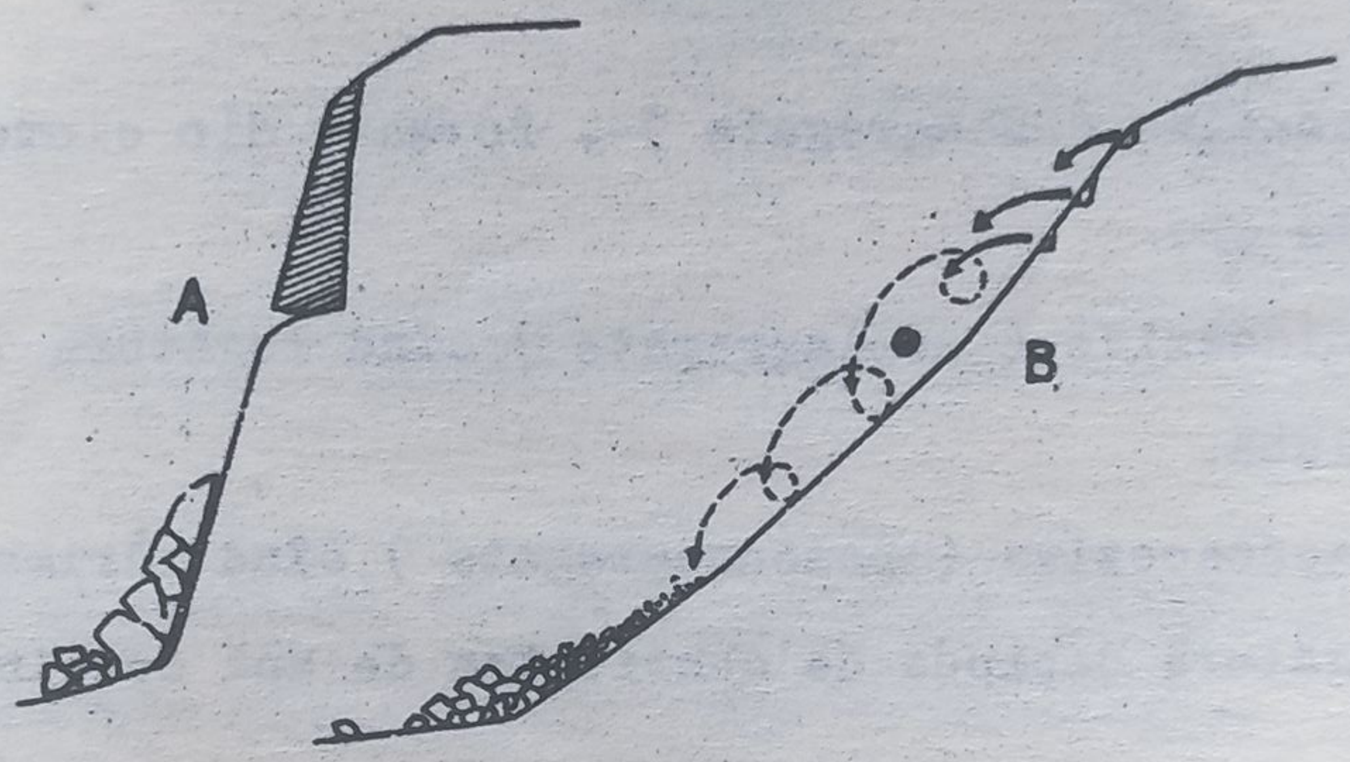


Fig.I.37. Deosebiri între modul de producere şi acumulare la surpări (A) şi rostogoliri (B) .

Ele formează grohotişurile care pot fi conuri de grohotiş cînd frontul pe care s-a produs este îngust sau pînze de grohotiş cînd se extind pe suprafeţe mari şi grohotişuri suprapuse cînd între ele există un sol fosil.

Sufoziunea este un proces de subminare , datorită circulaţiei apei subterane , care antrenează particulele componente ale rocii respective. Ea este un agent complet efectuînd o separe , un transport şi o depunere. (fig.I.38).

Pentru a se putea dezvolta este necesară o rocă poroasă permeabilă şi un climat cu un anotimp secetos avînd o oarecare nuanţă de aridităte.

Un aparat sufozional se compune din , pîlnii de sufoziune,

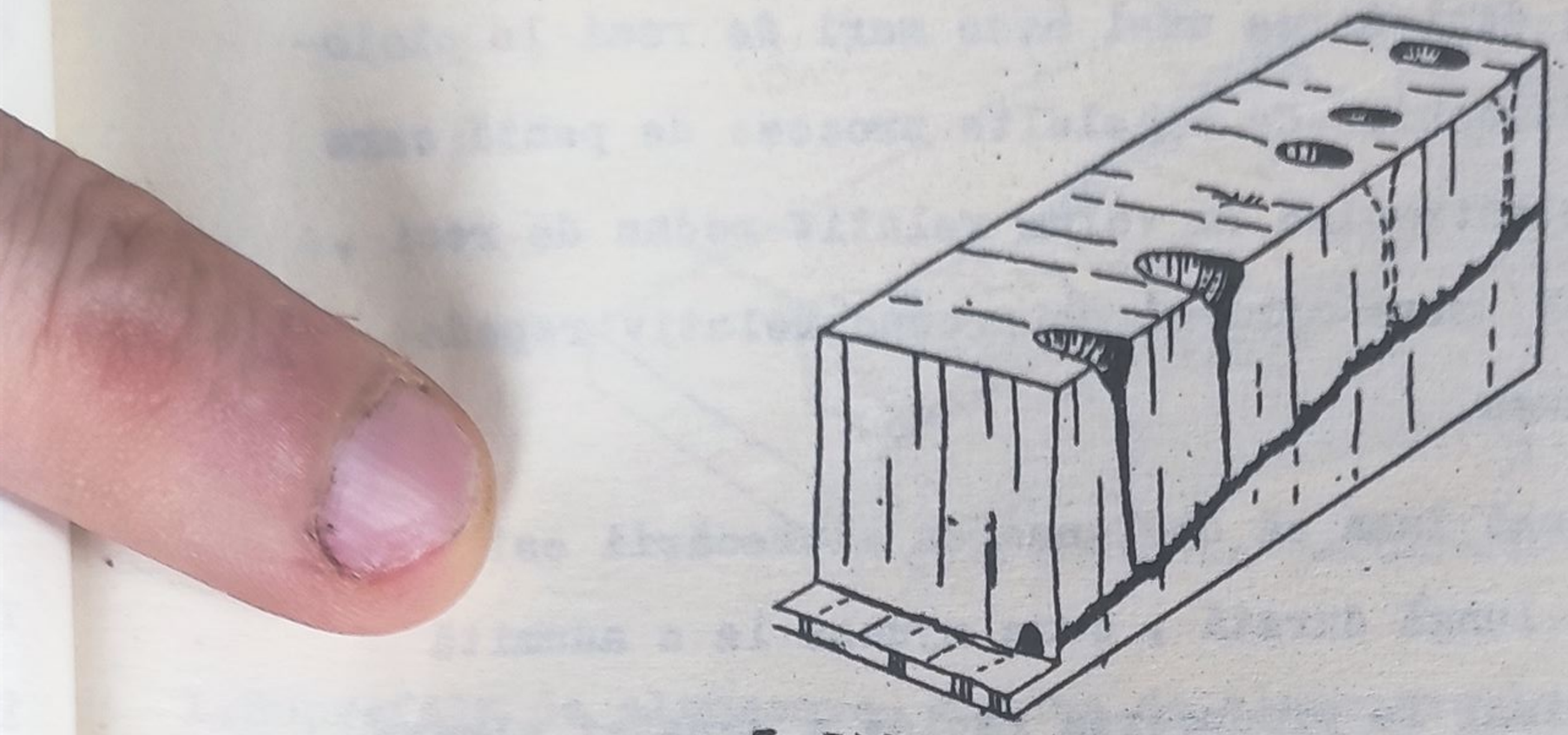


Fig.I.38. Legătura genetică dintre şirul de pîlnii sufozionale şi şuvoiul subteran prin hornurile verticale create pe planurile fisurilor verticale.

horn de sufoziune şi hrube sufozionale.

Incovoierea capetelor de strate se produce cînd avem o înclinare mare, orientarea stratelor este inversată de panta generală şi dacă ele prezintă o succesiune de durităţi şi permeabilităţi diferite. Ele pot fi provocate de slăbirea sprijinului lateral al rocilor.

Creep-ul cuprinde procese minare a particulelor din depozitele de cuvertură, care se reflectă printr-o continuă rearanjare a lor unele faţă de altele. Gravitaţia le imprimă o tendinţă generală de coborîre lentă (fig.I.39)

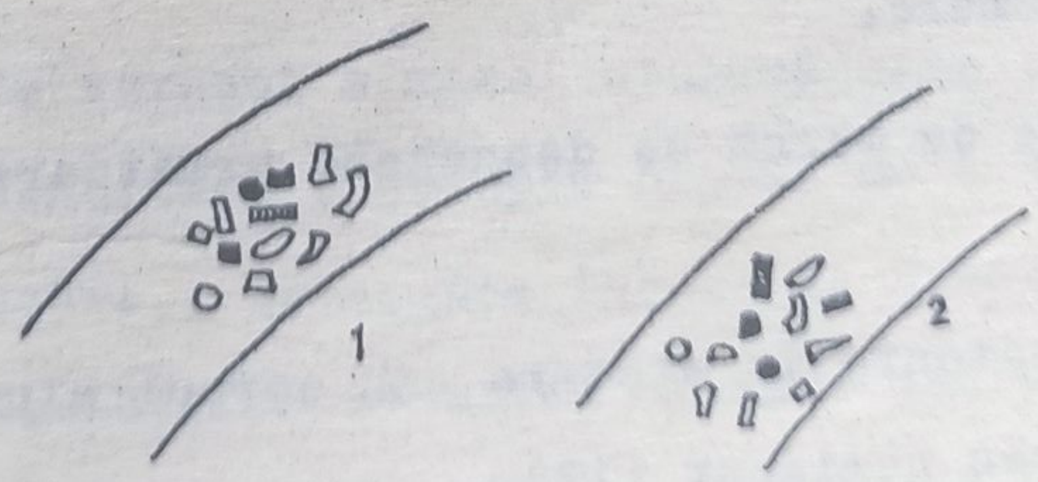


Fig. I.39. Reprezentare schematică a schimbării poziţiei particulelor prin procesul de creeping (1–2) (după M. Derruau).

Alunecările de teren sînt fenomene fizico -geologice care se produc la suprafaţa scoarţei terestre datorită acţiunii combinate a gravitaţiei şi a apei (subterane şi superficiale). Ele au drept rezultat deplasarea unei mase mari de roci la picioru1 pantelor . Spre deosebire de celelalte procese de pantă care se desfăşoară în timp antrenînd un volum relativ redus de roci , alunecările antrenează mase mari şi se produc relativ repede uneori chiar instantaneu.

Trebuie menţionat însă că declanşarea alunecării este precedată de fenomene de lungă durată , care ajunse la o anumită dezvoltare , duc în final la producerea rapidă a acestei alunecări . Producerea alunecării este provocată deseori de un factor mai puţin însemnat dar avînd un sol hotărîtor în starea de echilibru aproape indiferent al masei de roci în momentul apariţiei sale (fig.I.4o)

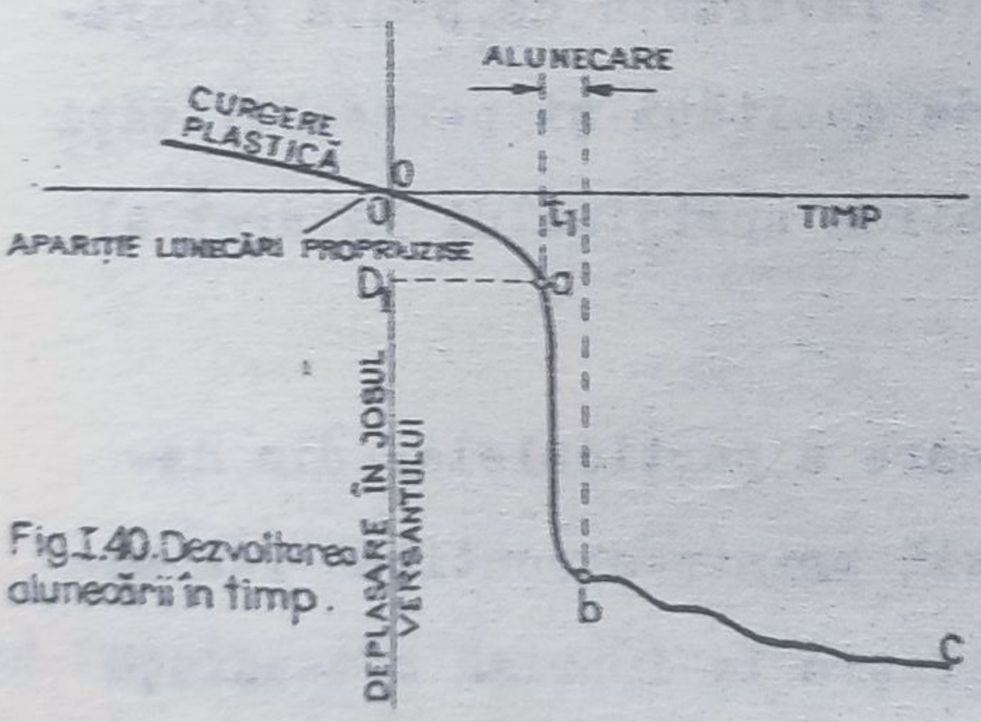


Fig.I.40.Dezvoltarea alunecării în timp.

Alunecările de teren se produc pe toată suprafaţa globului în diverse condiţii climatice topografice , geologice şi hidrogeologice.

Unii autori consideră că alunecările de teren produc pagube care depăşesc pagubele provocate de cutremure.

La o alunecare de teren se deosebesc următoarele elemente (fig.I.41).

- masa alunecătoare în mişcare sau corpul alunecării (14)
- terenul rămas nemişcat (12)
- suprafaţa de alunecare (1)

- baza alunecării (13)

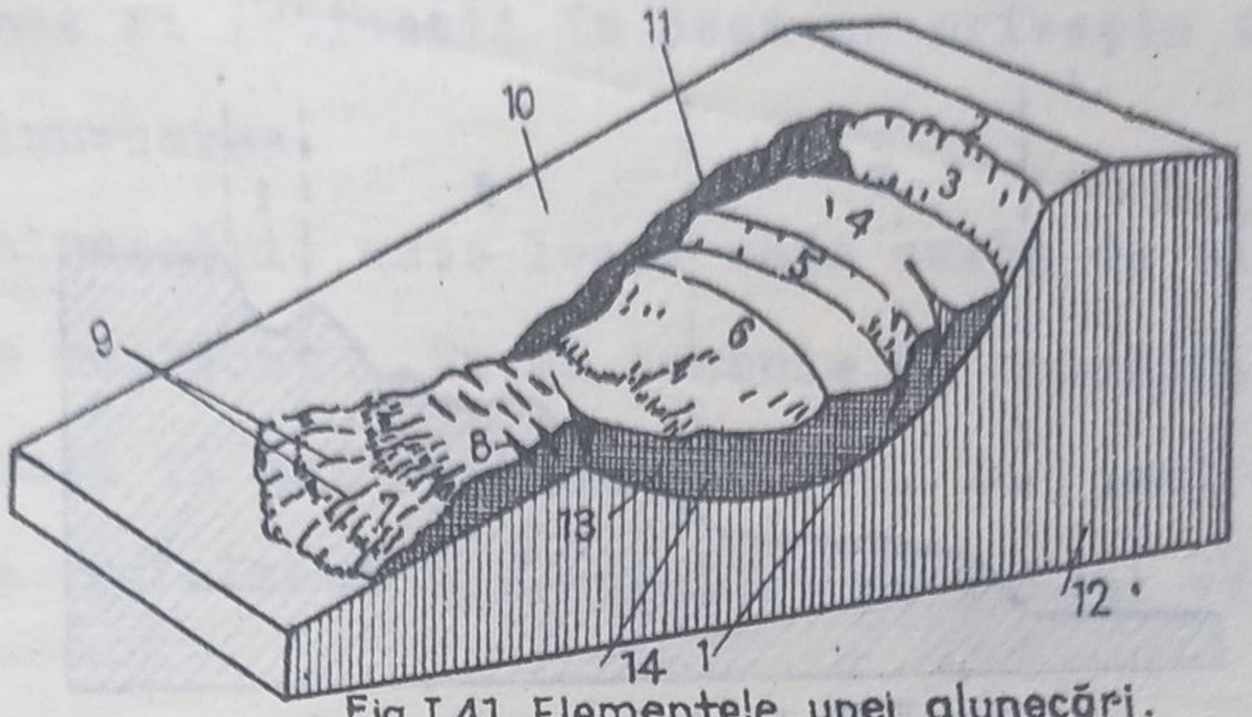


Fig.I.41. Elementele unei alunecări.

1.Suprafaţa de alunecare
2.Cornişa de desprindere
3.Treapta principală de alunecare
4.Capul alunecării
5.A doua treaptă de alunecare
6.Zona de alunecare longitudinală
7. Limba de alunecare
8. Fisuri transversale
9. Fisuri radiale
10.Zona dreaptă
11.Marginea laterală a alunecării
12.Teren rămas nemişcat
13.Baza alunecării
14.Masa alunecătoare

Masa alunecătoare se poate prezenta sub diferite forme: neturburată cînd ea îşi păstrează structura interioară neschimbată sau turburată cînd aceasta este puternic modificată,fiind dislocată , fragmentată , frămîntată .

Depozitul de pe versant format în urma alunecării poartă denumirea de deluviu de alunecare . In cazul unei mase neturburate , o formă de relief caracteristică sînt terasele de alunecare.

Detaşarea de versant a masei alunecătoare produce o suprafaţă de discontinuitate , abruptă urmată de o depresiune numită circ de alunecare . Detaşarea începe în general cu formarea unor crăpături, iniţial de nivel , apoi denivelate ce apar la începutul declanşării fenomenului . Ele au de obicei formă arcuită cu convexitatea spre interiorul versantului . In fig. I.42 se dă profilul longitudinal obişnuit a unei alunecări.

Masele alunecate, aglomerîndu-se la poalele versantului

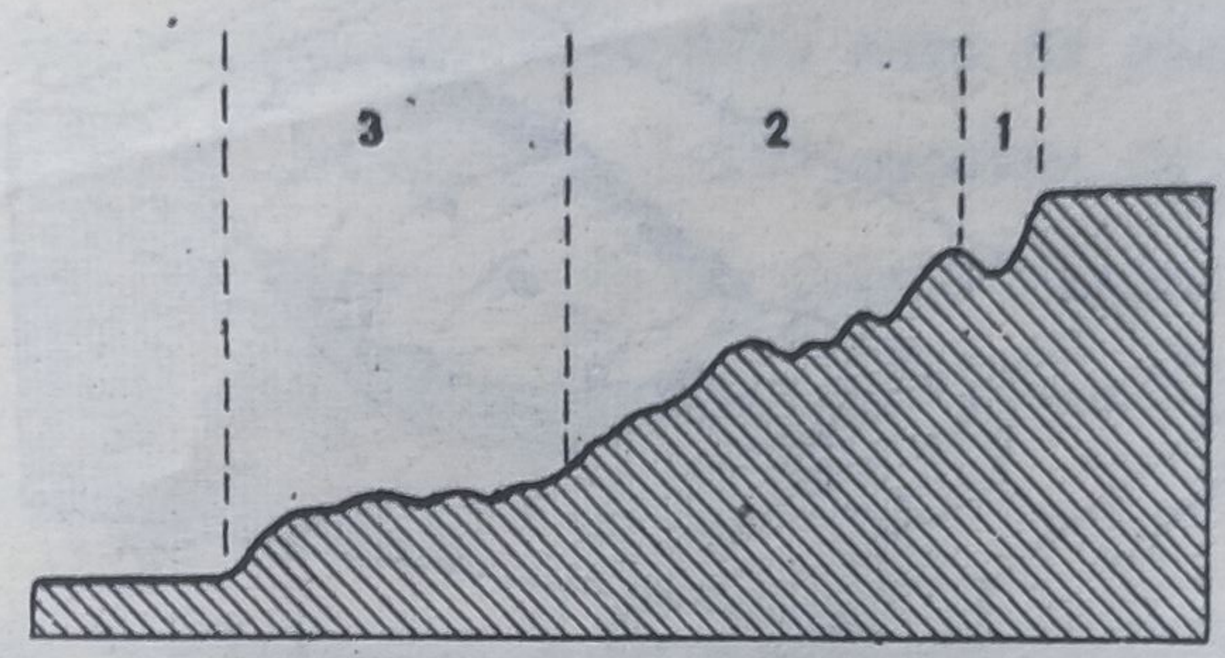


Fig. I.42. Profilul unei alunecări.

formează o ridicătură la baza acestuia , avînd fisuri paralele cu panta. In cazul în care alunecarea produce o perturbare a stratelor de apă subterană, apar emergenţe de apă , băltiri ,formare de noroi la suprafaţa masivului alunecat şi la poalele ei.

Dacă versantul alunecat este împădurit, copacii se înclină sub efectul alunecării creindu-se aşa numita " pădure beată" La stabilizare trunchiul copacilor tineri creşte iarăşi vertical rezultînd aşa zişii " copaci îngenunchiaţi " .

Terenul rămas nemişcat poate fi neturburat sau turburat pe o anumită adîncime.

Suprafaţa de alunecare este suprafaţa după care a avut loc ruperea materialului din care este alcătuit versantul şi pe care s-a produs alunecarea. Ea devine vizibilă la partea superioară a alunecării după o oarecare deplasare a masivului şi poartă denumirea de treaptă de alunecare sau de detaşare.Urma acestei suprafeţe în plan vertical poate fi rectilinie , frîntă sau curbilinie .Ea poate fi netedă sau formată din mai multe suprafeţe , de alunecare una lîngă alta. In alunecările de teren mai vechi se disting de obicei mai multe suprafeţe de alunecare aparţinînd,fazelor diferite de deplasări ce au avut loc în timp.

Suprafaţa de alunecare prezintă urmele de alunecare ale elementelor constitutive ale masivului aşa numitele oglinzi de alunecare care pot fi indicaţii în ceea ce priveşte direcţia în care a avut loc alunecarea.

Baza alunecării este locul unde curba de alunecare taie terenul rămas nemişcat . Ea nu trebuie să coincidă cu poalele versantului , poate fi mai sus sau mai jos. In cazul al doilea se poate produce refularea terenului de pe fundul văii din dreptul versantului.

In afară de cunoaşterea elementelor de mai sus, la o alunecare mai trebuie luate în consideraţie şi :

- viteza alunecării
- vîrsta ei geologică
- timpul ei de apariţie şi de dezvoltare

Funcţie de viteza cu care se desfăşoară, distingem alunecări repezi sau bruşte şi alunecări lemte. Viteza alunecării depinde de mărimea forţei active şi a celei rezistente care acţionează asupra masei de teren şi poate varia între 5o mm/ oră-9mm/zi

Viteza este mai mare în axul alunecării şi mai mică la margini, provocînd prin diferenţele de viteză crăpături şi rupturi în masa de teren care lunecă.

Vîrsta alunecărilor poate fi variată , cele mai numeroase avînd însă loc în prezent la depozitele mai tinere (R.S.R - terţiare).

Timpul de apariţie şi de dezvoltare al alunecărilor de teren sînt strîns legate de condiţiile climatice.

Perioada cea mai periculoasă pentru alunecările de teren este primăvara în urma ploilor abundente (cu durată şi intensitate mare) a topirii zăpezilor şi dezgheţării terenului .

De asemenea şi toamna cînd cad ploi abundente, după o

vară uscată , infiltraţiile în terenul crăpat şi uscat pot produce alunecări. Ele pot apare şi ca urmare a variaţiei nivelului apelor de suprafaţă, şi a acţiunii cutremurelor .

Diversitatea mare a formelor în care au loc alunecările de teren şi a cauzelor care le produc , a impus diferite criterii de clasificare a acestora.

Diversitatea criteriilor de clasificare se explică şi prin numărul mare de factori care determină formarea şi apariţia alunecărilor şi datorită cunoaşterii neprecise a cauzei principale din multiplele cauze care conlucrînd au produs alunecarea.

Dacă avem în vedere caracterul deplasării maselor de teren distingem :

- alunecări delapsive
- alunecări detruzive
- alunecări mixte

Primele au loc regresiv şi treptat de la piciorul pantei în sus pe versant iar celelalte încep cu separarea părţii superioare a versantului care prin greutatea sa împinge masele de teren în aval producînd pierderea echilibrului lor.

Drept criterii se pot alege şi poziţia alunecării faţă de pantă , natura genetică şi petrografică a rpoilor care alcătuesc versantul , cauzele care au produs alunecarea (naturale . artificiale şi mixte) vîrsta lor, (contemporane, active, stabilizate şi în curs de amortizare şi vechi) şi înclinarea pantei şi adîncimea alunecării .

Clasificări care sînt mai complete ţinînd seama de mai mulţi factori au în vedere următoarele criterii. :

- structura generală a versantului
- cauzele generale ale mişcării

Pe baza primului criteriu alunecările se clasifică în alunecări asecvente , (A) alunecări consecvente (C) şi alunecări insecvente (I) Fig.L.43 primele se produc în special în

roci omogene , suprafaţa de alunecare fiind dictată de starea limită de eforturi unitare din masiv. Alunecările consecvente , au loc pe suprafeţe de alunecare preexistente datorită stratificaţiei . Alunecările insecvente afectează complexul unui versant din roci sau strate alternante diferite. Suprafaţa de alunecare intersectînd mai multe feluri de roci rezultă neregulată.

Dacă avem în vedere cauzele generale ale mişcării , distingem următoarele tipuri de alunecări:

- alunecări plastice (datorită proprietăţii plastice a rocii în care s-a produs alunecarea (fig.I.44)

- alunecări sufozionare (prin spălarea materialului fin din rocă sau dizolvarea ei) (fig.I.45)

- alunecări plastic sufoziohare (combinaţia primelor două cauze) (fig.I.46)

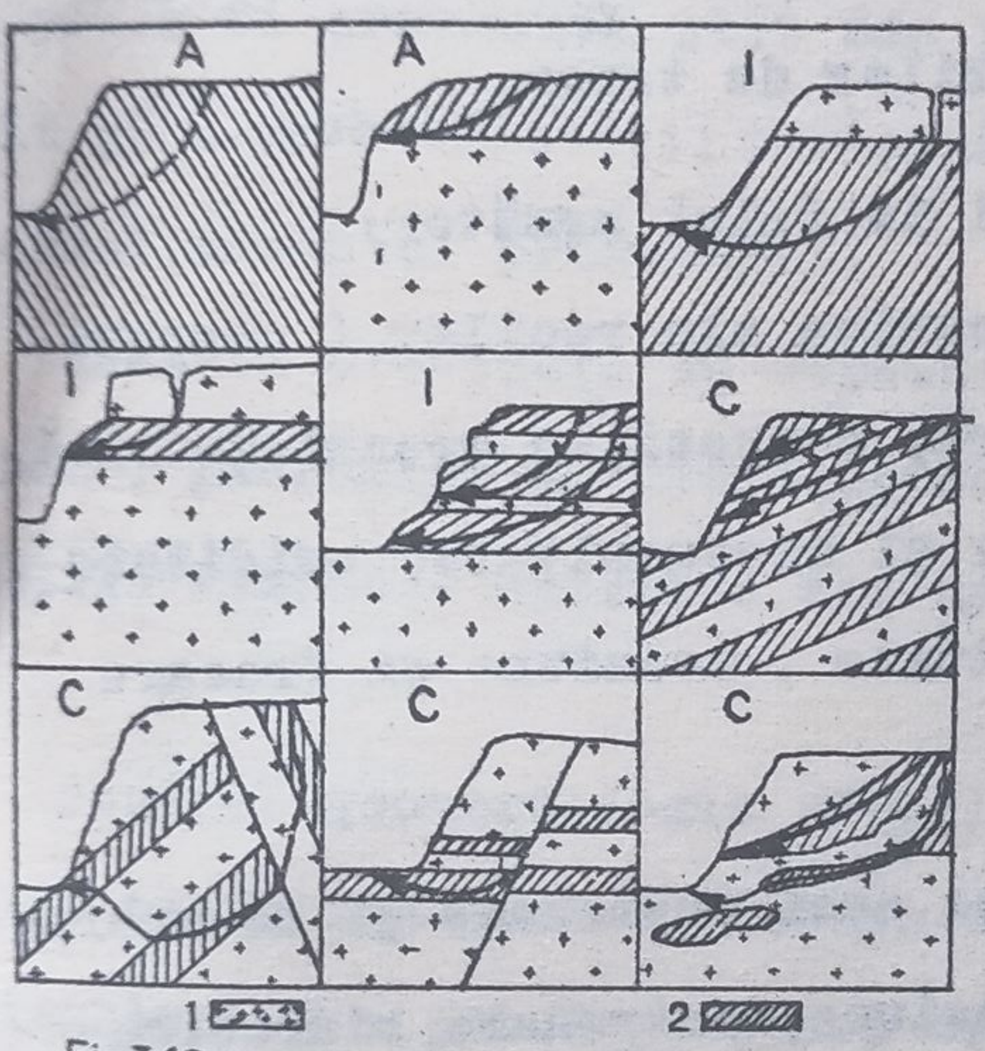


Fig.I.43. Diverse tipuri de alunecări (scheme după N. N. Maslov). Direcţia săgeţilor indică suprafaţa probabilă a alunecării:
1 — Strate stabile (argile tari, marne, calcare); 2 — strate mai puţin stabile (argile moi, plastice)

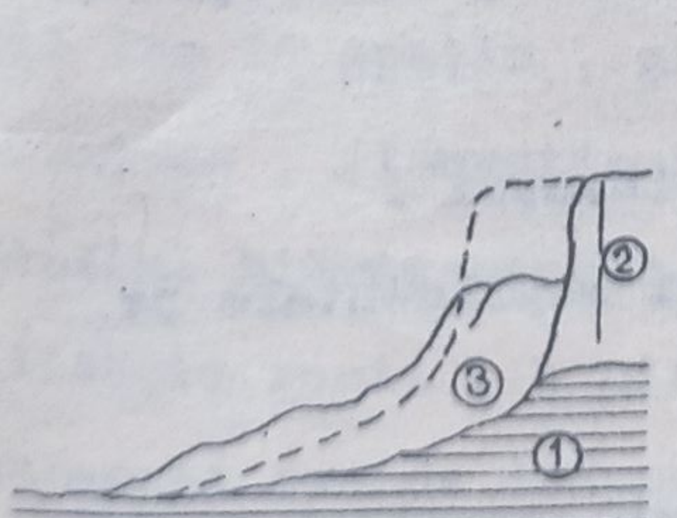


Fig.I.44. Alunecări plastice:
1-argilă; 2-roci compacte fisurate; 3-masa alunecătoare

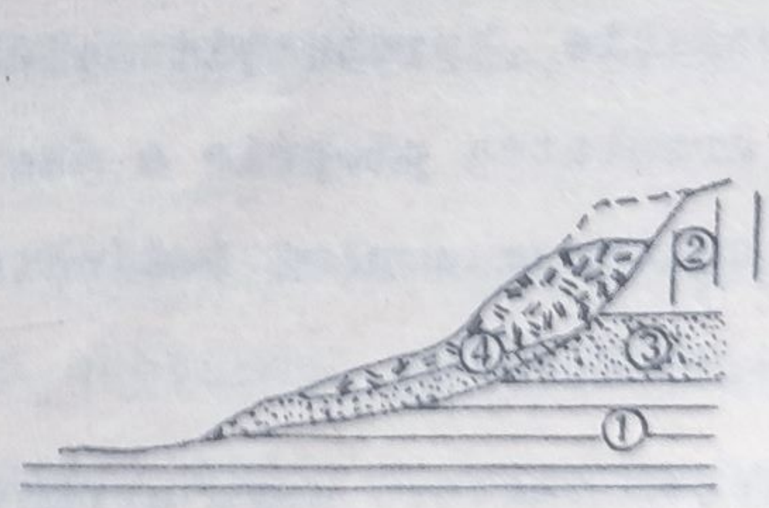


Fig.I.45. Alunecare sufozionară:
1-argilă; 2-roci coezive fisurate; 3-nisip acvifer; 4-masa alunecătoare.

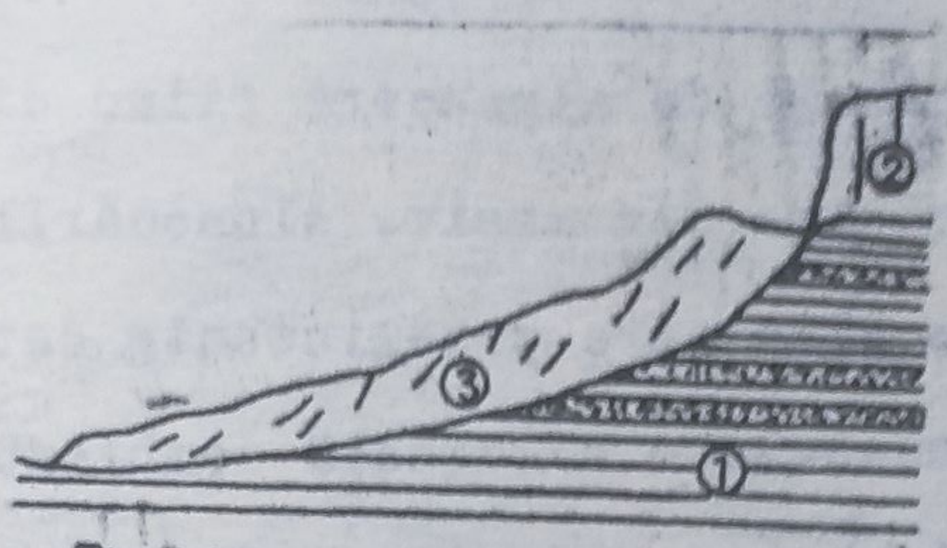


Fig.I.46. Alunecare plastic sufazionară:
1-argilă cu intercalaţii de nisip; 2- roci coezive fisurate;
3- masa alunecătoare.

Stabilitatea versanţilor depinde de o serie de factori , care pot favoriza producerea alunecărilor de teren.

Aceşti factori pot fi grupaţi în felul următor:

- proprietăţile fizice şi mecanice ale rocilor (compoziţia chimico - mineralogică, structura, compoziţia granulometrică, porozitate, fisuraţie, stratificaţie şi zistuozitate, umiditate , capacitate de absorbţie , permeabilitate , coeziune şi frecare interioară).

- fenomene legate de existenţa apei subterane şi de suprafaţa , de proprietăţile ei (subpresiune, antrenare hidrodinamică , dizolvare, eroziune) şi variaţii în regimul ei.

- clima (variaţia de temperatură, vînturi, precipitaţii, însorire).

- existenţa vegetaţiei (fixare, desime , absorbţie de apă , evapotraţie , protecţia solului).

- greutatea proprie a masivului şi vibraţii .

- acţiunea omului (săpături, sarcini suplimentare pe taluz sau cornişă).

Aceşti factori care caracterizează amplasamentul în care ;-ar putea produce o alunecare , nu au o valoare constantă în imp, ei pot varia între ei existînd uneori o interdependenţă foarte strînsă.

Astfel de exemplu există o legătură strînsă între climă care influenţează de exemplu prin precipitaţii şi nivelul apei subterane ,care poate da naştere la fenomene de subpresiune şi antrenare hidrodinamică.

Nu numai în aceste fenomene se poate reflecta aportul suplimentar de apă din precipitaţii .Ea infiltrîndu-se în rocă influenţează direct asupra proprietăţilor fizice şi mecanice ale acesteia,în general înrăutăţind aceste proprietăţi.

Studiul alunecărilor de teren. In general o alunecare de teren poate fi prevăzută atît din punct de vedere al posibilităţii cît şi a probabilităţii declanşării ei fără totuşi a putea preciza exact momentul producerii.

Această prevedere se bazează pe studiul condiţiilor geomorfologice , geologice şi hidrologice ale masivului precum şi proprietăţile fizico - mecanice ale materialului din care este alcătuit.

Studiul geomorfologic stabileşte aspectul exterior al reliefului insistînd pentru fiecare formă de relief în parte asupra caracterelor care pot da naştere unei alunecări de teren ,ca de ex: văi adînci cu pereţi abrupţi, zone alterate , surpări de roci, fisuri şi crăpături , gradul de împădurire . In acest scop se recomandă folosirea hărţilor topografice la scară mare.

Studiul geologic comportă determinarea vîrstei stratelor , a aşezării lor în spaţiu , alcătuirea lor petrografică , proprietăţile acestora , fisuraţia lor .

Studiul hidrogeologic trebuie să ne dea indicaţii asupra permeabilităţii rocii , a nivelelor apei subterane şi a punctelor ei de emergenţă sau de dispariţie , a capacităţii ei de absorbţie a direcţiei ei de curgere şi a variaţiei nivelului său în timp.

Studiul proprietăţilor fizico- mecanice ale pămînturilor şi rocilor care alcătuiesc masivul se referă la determinarea compoziţiei granulometrice , formei particulelor , compactitate ,

consistenţă, coeziune, frecare interioară , umiditate , limite de plasticitate , capacitate de umezire , higroscopicitate ,capilaritate , variaţii de volum, permeabilitate , compresibilitate, compoziţie chimico - mineralogică . La interpretarea rezultatelor se va avea în vedere şi variabilitatea lor în timp acolo unde este cazul.

Studiile vor fi completate cu o serie de observaţii referitoare la existenţa în zonă a unor semne premergătoare alunecării care arată că mişcarea maselor de pămînt este în pregătire. Ele cuprind : frecvenţa eventuală a alunecărilor într-o regiune, crăpăturile existente în teren sau în construcţii , deschiderea şi denivelarea lor, umflăturile (refulările) de la piciorul versantului sau în lungul său , ondulaţii pe versant , apariţia, dispariţia sau tulburarea izvoarelor , lucrări executate la baza versantului.

Toate aceste date se notează pe hărţi, în care se indică şi lucrările de prospecţiuni efectuate.

Nisipurile curgătoare. Apar în nisipuri fine saturate cu apă , aşezate pe un strat impermeabil , şi avînd granule rotunjite . Ele sînt efectul apariţiei bruşte a unei presiuni în apa din pori , şi duc la distrugerea taluzelor şi versanţilor.

Solifluxiunea se produce lent ducînd la degradarea versantului . Pentru a se dezvolta ,terenul trebuie să fie alcătuit din particule fine şi supus unei perioade îndelungate de îngheţ-dezgheţ alternativ. Substratul trebuie să fie îngheţat .Apare la pante de 5^{o} - 10^{o}. Dă naştere la vălurele neregulate, monilite, crăpături în solul vegetal sub formă poligonală .La noi în ţară se combină cu alunecările de teren.

Curgerile noroioase este cea mai tipică pornitură provocată prin mijlocirea apei. Ele se deosebesc de alunecările de

consistenţă, coeziune, frecare interioară , umiditate , limite de plasticitate , capacitate de umezire , higroscopicitate ,capilaritate , variaţii de volum, permeabilitate , compresibilitate, compoziţie chimico - mineralogică . La interpretarea rezultatelor se va avea în vedere şi variabilitatea lor în timp acolo unde este cazul.

Studiile vor fi completate cu o serie de observaţii referitoare la existenţa în zonă a unor semne premergătoare alunecării care arată că mişcarea maselor de pământ este în pregătire. Ele cuprind : frecvenţa eventuală a alunecărilor într-o regiune, crăpăturile existente în teren sau în construcţii , deschiderea şi denivelarea lor, umflăturile (refulările) de la piciorul versantului sau în lungul său , ondulaţii pe versant , apariţia, dispariţia sau tulburarea izvoarelor , lucrări executate la baza versantului.

Toate aceste date se notează pe hărţi, în care se indică şi lucrările de prospecţiuni efectuate.

Nisipurile curgătoare. Apar în nisipuri fine saturate cu apă , aşezate pe un strat impermeabil , şi avînd granule rotunjite . Ele sînt efectul apariţiei bruşte a unei presiuni în apa din pori , şi duc la distrugerea taluzelor şi versanţilor.

Solifluxiunea se produce lent ducînd la degradarea versantului . Pentru a se dezvolta ,terenul trebuie să fie alcătuit din particule fine şi supus unei perioade îndelungate de îngheţ-dezgheţ alternativ. Substratul trebuie să fie îngheţat .Apare la pante de 5^{o} - 10^{o}. Dă naştere la vălurele neregulate, movilite, crăpături în solul vegetal sub formă poligonală .La noi în ţară se combină cu alunecările de teren.

Curgerile noroioase este cea mai tipică pornitură provocată prin mijlocirea apei. Ele se deosebesc de alunecările de

consistenţă, coeziune, frecare interioară , umiditate , limite de plasticitate , capacitate de umezire , higroscopicitate ,capilaritate , variaţii de volum, permeabilitate , compresibilitate, compoziţie chimico - mineralogică . La interpretarea rezultatelor se va avea în vedere şi variabilitatea lor în timp acolo unde este cazul.

Studiile vor fi completate cu o serie de observaţii referitoare la existenţa în zonă a unor semne premergătoare alunecării care arată că mişcarea maselor de pămînt este în pregătire. Ele cuprind : frecvenţa eventuală a alunecărilor într-o regiune, crăpăturile existente în teren sau în construcţii , deschiderea şi denivelarea lor, umflăturile (refulările) de la piciorul versantului sau în lungul său , ondulaţii pe versant , apariţia, dispariţia sau tulburarea izvoarelor , lucrări executate la baza versantului.

Toate aceste date se notează pe hărţi, în care se indică şi lucrările de prospecţiuni efectuate.

Nisipurile curgătoare. Apar în nisipuri fine saturate cu apă , aşezate pe un strat impermeabil , şi avînd granule rotunjite . Ele sînt efectul apariţiei bruşte a unei presiuni în apa din pori , şi duc la distrugerea taluzelor şi versanţilor.

Solifluxiunea se produce lent ducînd la degradarea versantului . Pentru a se dezvolta ,terenul trebuie să fie alcătuit din particule fine şi supus unei perioade îndelungate de îngheţ-dezgheţ alternativ. Substratul trebuie să fie îngheţat .Apare la pante de 5^{o} - 10^{o}. Dă naştere la vălurele neregulate, movilite, crăpături în solul vegetal sub formă poligonală .La noi în ţară se combină cu alunecările de teren.

Curgerile noroioase este cea mai tipică pornitură provocată prin mijlocirea apei. Ele se deosebesc de alunecările de

Fg.I.47. Condițiile potențiale ale repartiției teritoriale a pornirilor în România. 1, Zonele cele mai puțin expuse: solifluxiune, surpări, rostogoliri; 2, zone cu potențial mediu: alunecări moderate, surpări ș.a.; 3, zone cu pornituri de mari proporții: alunecări maxime, curgeri de noroi ș.a.; 4, zone cu deplasări reduse, predomină tasările (crovuri), sufoziunea; 5, povîrnișuri în zone de cîmpie.

teren prin faptul că au un caracter liniar , reprezentînd o trecere între solifluxiune şi alunecări de teren.

Pentru a fi posibile este necesară o pantă de 15° - 20°, avînd la partea superioară o denivelare în care se adună apă. Rocile în care apar sînt impermeabile iar terenul trebuie să prezinte defrişări puternice la partea superioară a pantei .Declanşarea lor este produsă de precipitaţii abundente şi topirea unor cantităţi mari de zăpadă .

Părţile componente sînt : cupa de desprindere , canalul de scurgere şi conul de revărsare; dar nu trebuie să existe toate.

Toată masa curgătoare este frămîntată , cu crăpături, denivelări în care stagnează apa, dînd o vegetaţie caracteristică. Acestea pot provoca reactivarea ei.

Inrudite cu curgerile noroioase sînt torenţii de pietre care au viteze mici şi se aseamănă mult cu gheţarii

Fenomenul carstic

Un fenomen important de care trebuie să se ţină seama în construcţiile hidrotehnice este fenomenul carstic (carstul) . El cuprinde procesele geologice care se produc în regiunile cu roci permeabile şi uşor solubile , ca urmare a disolvărilor produse de circulaţia intensă a apelor, încărcate cu bioxid de carbon.

Acest proces geologic crează un relief specific în partea superficială a scoarţei pămîntului , caracterizat prin forme negative variate atît în suprafaţă cît şi în subteran.

Condiţiile naturale simultane care dezvoltă fenomenul carstic într-o anumită regiune sînt:

- existenţa unor roci solubile în apă
- permeabilitatea rocilor
- condiţiile de circulaţie a apei în roci

- capacitatea de dizolvare a apei

Cele mai răspîndite roci solubile sînt:

- rocile carbonatate (calcare , dolomite şi unele varietăţi de tranziţie) (acoperă 40 milioane km^2 din scoarţă)

- ghipsurile şi anhidritele (7 milioane km^2)

- sarea gemă, săruri de potasiu şi magneziu (mai rar) 4 milioane km^2. Corespunzător acestor roci se deosebesc trei tipuri litologice de carsturi : carst în calcare , carst în ghips şi carst în sare.

Permeabilitatea unei roci este funcţie de fisuraţia şi porozitatea ei, ponderea maximă revenind fisuraţiei la roci compacte şi porozităţii la cele afînate. De reţinut că în general fisuraţia se reduce cu adîncimea , astfel că şi accesul agenţilor fizico - chimici în rocă este mai redus.

In ceea ce priveşte condiţiile de circulaţie a apei ele sînt dictate de debitul fluxului freatic condiţionat de permeabilitate , de alimentarea cu apă , de clima regiunii şi de condiţiile ei de drenare funcţie de apele superficiale .

Apele carstice au de obicei legătură cu apele bazinelor deschise. In fig.I.48 se dau exemple de carst.

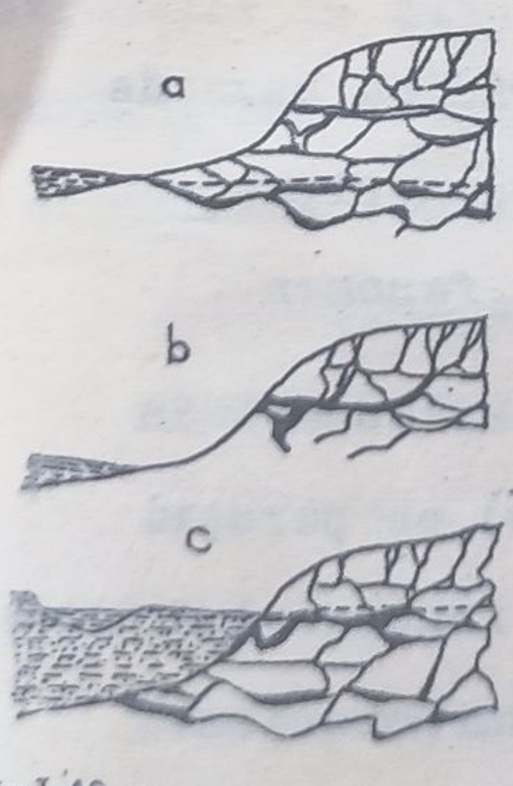


Fig.I.48. Exemple de carst

Proprietăţile dizolvante ale apei , depind de conţinutul lor în bioxid de carbon , absorbit din aerul atmosferic şi din procesele biogeochimice care se produc în sol şi în zona superioară a scoarţei terestre.

Condiţiile examinate mai sus nu au totdeauna aceeaşi pondere în acţiunea lor simultană din care motiv procesul carstic se poate desfăşura cu intensităţi

variate. Proporţia în care participă fiecare din condiţiile arătate este determinată de litologia rocilor, grosimea masivului , condiţiile de aşezare a rocilor în scoarţă, gradul lor de fisurare şi dislocare, condiţiile de infiltraţie şi de scurgere a apelor superficiale şi de chimismul apelor subterane.

Un carst bine conturat şi dezvoltat , prezintă o serie de manifestări exterioare şi interioare, dintre care cele mai principale sînt : pîlniile carstice (dolinele sau ponoarele , avînd un diametru de 2o - 25 m şi o adîncime de 5 - 15 m), prăpăstiile poduri naturale şi peşterile şi canalele subterane.

In cazul construcţiei barajelor, zona de carst poate produce mari pierderi de apă din lacul de acumulare , sau în timp se pot crea goluri chiar sub talpa barajului.

Dat fiind că aceste fenomene carstice se dezvoltă în timp studiile făcute la executarea diferitelor carsturi trebuie să evidenţieze gradul de pericol ce-l reprezintă , condiţiile de infiltraţie a apei în teren şi modul în care apa poate să pătrundă eventual în excavaţiile subterane.

Ţinînd seama de vîrsta pe care o are carstul poate fi contemporan(activ) sau arhaic (pasiv).

Dezvoltarea carstului poate înceta cînd se ridică baza de coroziune, cînd se suprimă aportul de apă , cînd depuneri noi blochează golurile sau izolează roca supusă acestui fenomen .

Un indiciu de încetare a activităţii carstului constă în formarea de minerale noi (calcit, calcedonie, gips) pe pereţii cavernelor şi ai fisurilor. Funcţie de dezvoltarea fenomenului de carstşi a intensităţii sale o regiune poate fi caracterizată după rezistenţa ei la carstificare

Tasările .

Tasările de pămînt sînt scufundări verticale ale păturilor

superficiale ale scoarţei . Ele au atras atenţia cînd s-au produs în lungul unor canale mari de irigaţie , provocînd crăpături de-a lungul canalului pe o porţiune limitată a acestuia şi care se întindeau pe o elipsă a cărei axă mare coincidea cu direcţia canalului. Ele sînt mai mult sau mai puţin paralele între ele, scufundarea malurilor făcîndu-se în trepte . Aceste fenomene duceau la împiedecarea bunei exploatări a canalelor. (Fig.I.49).

Aceste tasări au loc sub influenţa unui aport suplimentar de apă în roci moi cu pori foarte mari denumite pămînturi macroporice . In ceea ce priveşte cauza tasărilor de pămînt s-au emis mai multe ipoteze.

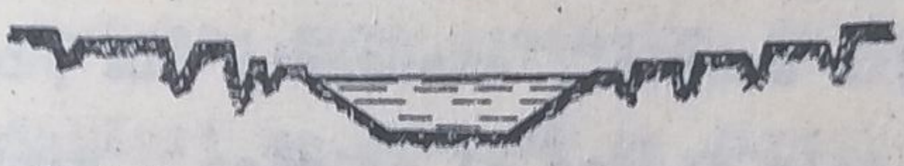


Fig.I.49. Crăpăturile observate în lungul canalului Kabardinsk.

Astfel drept cauză se consideră reducerea porozităţii prin distrugerea structurii afînate datorită presiunii ce ia naştere la o anumită adîncime , sau după alţi autori levigarea şi dizolvarea sărurilor uşor solubile care ar cimenta granulele din care este alcătuit pămîntul . Ea are loc şi numai sub greutatea proprie a straterlor de deasupra , care creşte în urma umezirii sau chiar saturării lor. Suprafaţa tasării şi adîncimea ei sînt limitate de schimbarea rocii sau pătura freatică.

Acţiunea apei asupra rocii tasabile se manifestă prin :

- dizolvarea sărurilor solubile într-un anumit timp
- un efect de pană al apei în dreptul contactului dintre particule ;
- mărirea greutăţii rocii ;
- fenomene de antrenare hidrodinamică.

C a p i t o l u l 4

Noţiuni de mineralogie

Mineralogia se ocupă cu studiul mineralelor care intră în compoziţia rocilor scoarţei terestre.

Se numeşte mineral orice corp natural în general solid mai mult sau mai puţin omogen , anorganic din punct de vedere chimic . Proprietăţile sale fizice şi chimice , sînt constante în orice exemplar întîlnit în scoarţa globului .

Nu sînt considerate minerale produsele sintetice , produsele organice ale activităţii fiinţelor vii. In mod convenţional dacă aceste produse organice după un timp foarte lung şi-au pierdut forma , proprietăţile şi structura lor iniţială organică pot fi considerate minerale (chihlimbarul, cărbunele, etc.) .

Din mineralele cunoscute în număr de aproape 3.000, 100 sînt mai ffecvente constituind scoarţa globului aproape în totalitate.

Structura internă a mineralelor

Mineralele din natură, aflate în scoarţa solidă a pămîntului se găsesc fie în stare cristalizată fie în stare amorfă.

Starea cristalizată este caracterizată prin existenţa unor elemente geometrice cu forme regulate, numite cristale. Aici ionii, atomii, moleculele avînd proprietăţi identice sînt aşezate în mod regulat după anumite legi.

Starea amorfă se caracterizează prin aşezarea neregulată a ionilor , atomilor, moleculelor. Ea este lipsită de forme geometrice şi are în general, proprietăţi deosebite de ale mineralelor cristalizate.

Dat fiind că majoritatea mineralelor amorfe sînt în general instabile din punct de vedere fizico-chimic, au tendinţa să cristalizeze .

Proprietăţile unei materii omogene pot fi independente de o anumită direcţie în spaţiu în care caz se numesc scalare şi dependente de această direcţie numite vectoriale. Corpurile care prezintă o proprietate vectorială invariabilă după toate direcţiile din spaţiu se numesc izotrope spre deosebire de cele anizotrope la care mărimea proprietăţii se schimbă cu direcţia . O anumită proprietate poate fi izotropă la un cristal şi anizotropă la altul, şi nu toate proprietăţile unui corp trebuie să fie numai izotrope sau anizotrope.

Materia amorfă este lipsită complet de proprietăţi fizico-chimice vectoriale anizotrope.

Cristalul se defineşte ca un corp solid , omogen şi anizotrop din punct de vedere al proprietăţilor vectoriale.

Ştiinţa care se ocupă cu studiul cristalelor poartă denumirea de cristalografie. Ea se divide în patru capitole mari:

-Cristalografia geometrică care studiază forma exterioară a cristalelor. Cele mai noi cercetări în acest domeniu se preocupă şi de legătura dintre forma externă şi structura internă a cristalelor.

- Cristalografia structurală studiază structura internă a cristalelor . Ea permite prin raze roentgen , a fasciculelor de electroni respectiv de neutroni să se determine elementele reţelei cristaline .

- Cristalochimia studiază legătura dintre structura internă a cristalelor şi proprietăţile lor chimice .

- Cristalografia fizică studiază proprietăţile fizice ale cristalelor.

In cristalografia geometrică se demonstrează că materia cristalină poate fi considerată ca fiind formată dintr-un ansamblu de particule materiale aşezate după nodurile unei reţele, cristalele sînt deci un discontinuu în care substanţa se găseşte condensată într-un punct, într-o porţiune care este considerată unitatea cristalografică a substanţei . Această reţea este tridimensională , materia fiind aşezată rigurps identic în jurul unuia din punctele reţelei. Punctele reţelei de aceeaşi natură, numite analoage (homoloage) . formînd un <u>şir reticular</u> , sînt la o distanţă numită <u>parametrul şirului</u>. Punctele dintr-un plan al acestei reţele formează un plan reticular , în care distingem un paralelogram primitiv(în interiorul căruia nu există alte puncte analoage). Paralelipipedele care corespund în spaţiu cu paralelogramul primitiv poartă denumirea de paralelipipede elementare sau celule (fig.I.51). In interiorul său nu se mai află un punct analog. Prin structura reticulară proprietăţile fizice ale subatanţei cristaline se schimbă în funcţie de direcţie .Schimbarea proprietăţilor fizice în funcţie de direcţiile din cristal se datoreşte faptului că,în diferitele direcţii din reţea distanţa şi forţele de legătură dintre particulele constitutive sînt diferite. Existenţa spaţiilor reticulare a permis să se explice diferite proprietăţi fizice ale cristalelor.

Din cele arătate rezultă că un cristal este limitat în mod natural de o formă poliedrică regulată, limitată de feţe plane, care se întretaie între ele după muchii şi colţuri.

Mărimea şi forma poliedrului cristalin nu sînt aceleaşi pentru cristalele naturale ale unei aceleaşi specii minerale. Ele pot fi foarte variate , datorită dezvoltării inegale pe care o au feţele , atît în ceea ce priveşte forma cît şi în ceea ce priveşte mărimea lor.

Această variaţie se datoreşte condiţiilor din timpul creşterii cristalului (dacă a avut sau nu loc de a se dezvolta liber). In primul caz el are o formă regulată , în cazul al doilea avem cristale deformate. La cristale, pe lîngă feţe, muchii şi colţuri mai există şi elemente de simetrie , datorită aşezării ordonate a particulelor în reţea. Această repartiţie ordonată a elementelor faţă de un centru , axă sau plan se numeşte simetria cristalului.

Unghiurile diedre dintre două feţe corespunzătoare la cristalele aceluiaşi mineral are valori identice dacă măsurătorile s-au făcut la temperatură şi presiune constantă.

Poziţia în spaţiu a feţelor de cristal este determinată în raport cu un sistem de axe de coordonate, care în cristalografie sînt numite <u>cruci axiale</u> (fig.I.5o). Ele au fost deduse din reţeaua cristalină , în aşa fel încît s-au luat drept axe muchiile paralelipipedului (celulei) elementare .

Pe baza acestor sisteme de axe de coordonate se face gruparea cristalelor în şapte sisteme cristalografice.

Axele formează între ele deci unghiuri specifice modului de cristalizare a cristalului respectiv.

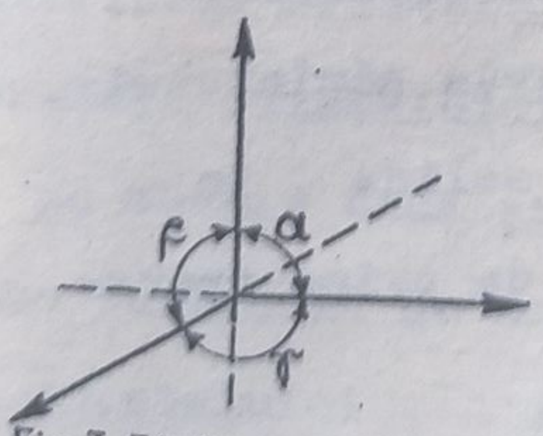


Fig.I.50. Cruce axială.

Cele 7 sisteme cristalografice sînt:

1 - cubic $a = b = c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$

2- tetragonal $a_1 = a_2 \neq c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$

3 - hexagonal $a_1 = a_2 = a_3 \neq c$ $\alpha = \beta = 90^\circ$ $\gamma = 120^\circ$

4 - trigonal (romboedric) $\alpha = \beta = 90$ $\gamma = 120$

5 - rombic $a \neq b \neq c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^0$

6 - monoclinic $a \neq b \neq c$ $\alpha = 90$ $\beta \neq 90$ $\gamma = 90$

7 - triclinic $a \neq b \neq c$ $\alpha \neq \beta \neq \gamma$

La cristale distingem o faţă care intersectează una. două sau toate cele trei axe, la distanţele cele mai mici , şi se numeşte faţă fundamentală . Faţa fundamentală va intersecta axele în general la trei distanţe faţă de centrul axelor , denumite parametrii. Parametrii feţei fundamentale sînt consideraţi ca unităţi şi parametrii ai tuturor feţelor existente pe cristal care sînt raportate la parametrii ei. Ei se notează cu a, b şi c.

Aceste 7 sisteme cuprind 32 clase cristalografice , în care s-au luat în consideraţie combinaţiile posibile între elementele de simetrie ale cristalelor.

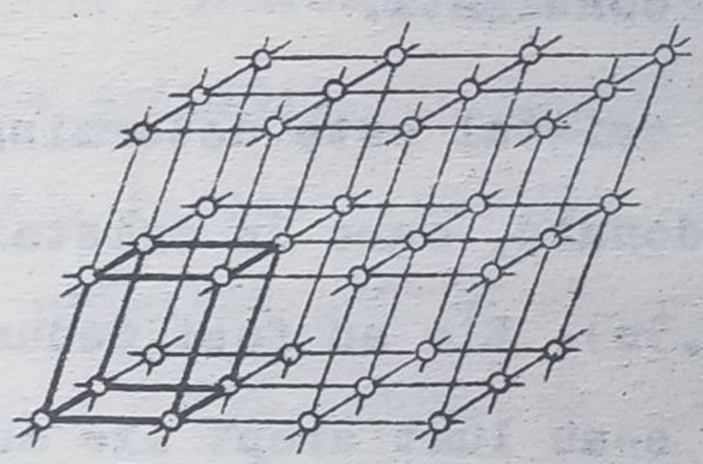


Fig.I.51.Celula elementară

Geneza mineralelor

Forma cristalină a mineralelor se produce fie prin cristalizarea lichidelor (topituri sau soluţii) fie prin sublimarea produselor gazoase pe pereţii cavităţilor din scoarţa pămîntului. Ea mai poate proveni prin recristalizarea maselor solide , în particular a coloizilor . Cea mai mare parte sînt de prima proveniență.

Cristalizarea din topituri se produce în urma suprarăcirii

masei lichide considerate , iar cea din soluţii în urma suprasaturării solventului în substanţa respectivă. Formarea cristalelor poate fi grăbită, dacă se găsesc în lichid fragmente sau pulberi de anumite substanţe solide, care prin proprietatea lor cristalochimică au rolul de germeni.

Cristalele individualizate se formează numai în cazul în care creşterea ler este liberă . Intr-o rocă masivă cristalele aparţin mineralelor care cristalizează de obicei la început sau care au o capacitate mare de cristalizare. In urma cristalizării şi solidificării unei soluţii sau topituri se formează un amestec de granule cristaline concrescute , un agregat mineral care poate fi monomineral sau polimineral, funcţie de numărul de minerale deosebite pe care le conţine.

Studiile au arătat că formarea mineralelor nu este condiţionată numai de compoziţia iniţială a soluţiilor (concentraţia) care au cristalizat sau de rocile înconjurătoare care au intrat în reacţie cu ele, ci şi de temperatura, presiunea sau adîncimea din scoarţa terestră la care are loc formarea sau transformarea lor.

Legînd geneza mineralelor de procesele geologice , le putem împărţi în minerale endogene şi minerale exogene.

Dacă luăm ca exemplu formarea unui cristal la care legăturile dintre particule sînt heteropolare, constatăm că particulele din interiorul cristalului au toate legăturile saturate .Cele de pe suprafaţa cristalului , au, dacă sînt aşezate pe feţe o legătură , pe muchii două şi pe colţuri trei legături. Este normal ca prima particulă cu semn contrar să precipite din soluţii la colţul cristalului , a doua să se aşeze lîngă prima, formîndu-se astfel un şir reticular . In continuare următoarele particule se ataşează şirului format şi această aşezare se repetă pînă ce în-

tregul plan reticular se completează. După completare, se începe un nou plan reticular, care porneşte tot din colţuri.

In cazul unei structuri reticulare formate din particule de acelaşi fel , unde forţa de legătură dintre particule este o forţă de atracţie , prima particulă a noului plan reticular se va depune pe mijlocul planului deoarece aici numărul particulelor vecine este cel mai mare , deci şi forţa de atracţie va fi mai mare. Celelalte particule se depun lîngă prima şi planul reticular în formare se extinde pînă la marginea feţei unde forţa de atracţie va fi cea mai mică , deoarece particula ajunsă pe muchii sau colţuri are cei mai puţini vecini.

In natură cristalele bine individualizate sînt destul de rare . De obicei ele se găsesc în grupe , în agregate şi în acest caz se pot constata şi unele concreşteri ale lor. De multe ori ele sînt întîmplătoare , dar sînt şi cazuri cînd concreşterile se produc după o anumită regulă . Ele pot fi concreşteri paralele , macle şi concreşteri regulate.

Reţelele cristaline aşa cum au fost descrise mai sus ,nu se întîlnesc în natură şi de aceea se numesc reţele ideale. Cristalele naturale au defecte, care nu sînt însă atît de mari încît să producă perturbări vizibile în forma cristalului .Defectele provin din felul cum se face răcirea topiturii din care provin cristalele (fig.I.52) , fie din acţiuni mecanice , exercitate ulterior asupra cristalelor gata formate. (fig.I.53).

Dacă răcirea topiturilor se face repede , nu toate particulele din topitură reuşesc să-şi ocupe locurile în nodurile reţelei cristaline deoarece prin răcire topitura îşi măreşte viscozitatea , opunînd o rezistenţă sporită mişcării lor . In natură existînd amestecuri de substanţe sau substanţe cu impurităţi

pot pătrunde în reţeaua cristalină şi alte particule străine.Ca urmare în reţeaua cristalină pot să apară următoarele defecte: reţele cu noduri neocupate (A) , particule între reţele , (B) noduri cu particule de altă natură , (C) particule străine între reţele (D).

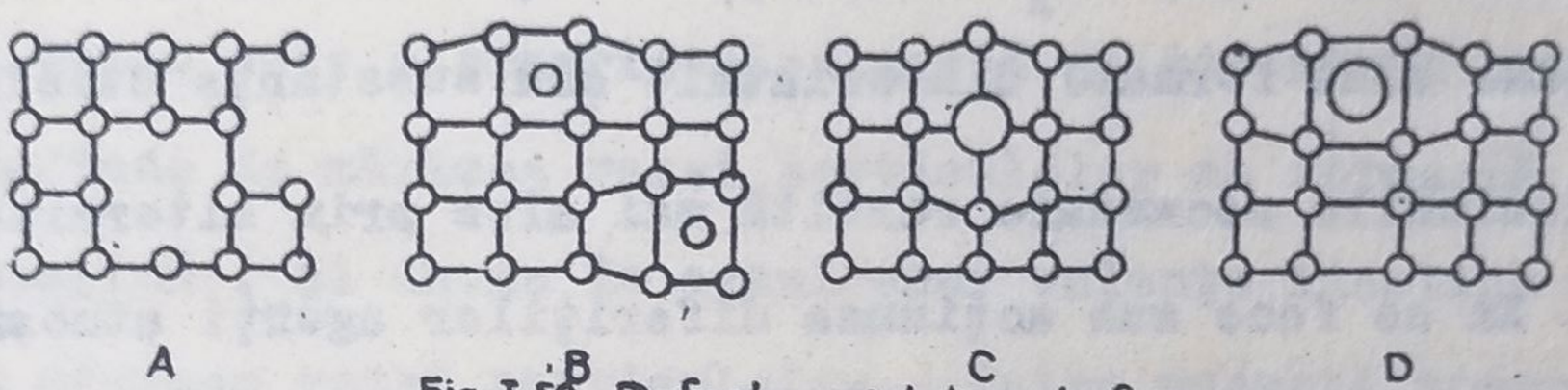


Fig. I.52. Defecte cristaline, la formare.

Deformările reţelelor se produc şi la acţiunea unor solicitări mecanice din exterior. Ele se numesc dislocări şi pot fi distorsiuni ,(A) provocate de acţiuni de pană , translaţii (B) şi maclări (C)

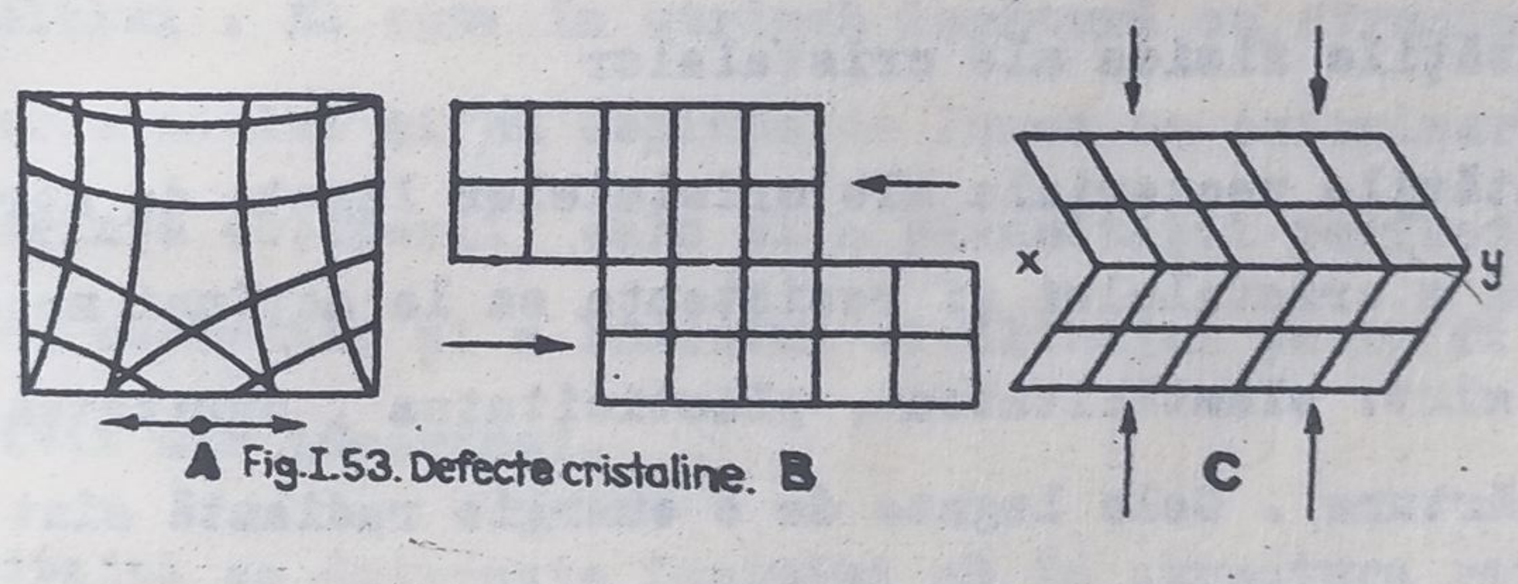


Fig. I.53. Defecte cristaline.

Feţele cristalelor în natură nu apar perfecte şi au o serie de neregularităţi care sînt: striaţiunile, feţele curbate şi feţele vicinale.

Se numesc incluziuni substanţele de natură străină care se găsesc înglobate în masa cristalului.

Ele pot fi de origine primară sau secundară . Incluziunile sînt de origine primară atunci cînd aceste incluziuni au fost prinse în masa cristalului în timpul creşterii sale, şi de origine secundară cînd s-a produs în interiorul unui cristal, deplin format , printr-o acţiune oarecare , în special prin alterare.

Incluziunile primare pot fi , gazoase , lichide sau solide. Ele se evidenţiază la microscop prin indicele lor de refracţie deosebit faţă de cel al mineralului , şi se întîlnesc la mineralele care nu cliveazâ sau au aceastâ proprietate într-un grad neperfect . Incluziunile gazoase sînt formate în majoritate din CO_2, şi N, cele lichide din apă, CO_2 lichid şi soluţii de săruri. Incluziunile solide sînt formate din cristale sau substanţe sticloase.

Incluziunile secundare rezultă mai ales prin alterarea mineralelor . Ea se face sub acţiunea diferiţilor agenţi atmosferici sau prin acţiunea mineralizatorilor (compuşilor volatili), care pot avea un efect distructiv asupra unor minerale prin care pătrund . Aceste incluziuni se produc mai ales de-a lungul urmelor de clivaj , mai tîrziu dezvoltîndu-se în toată masa cristalului.

Proprietăţile fizice ale cristalelor

Proprietăţile vectoriale ale cristalelor legate de structura reticulară a cristalului şi rezistenţa sa la acţiuni mecanice exterioare sînt: elasticitatea , plasticitatea , duritatea , clivajul şi spărtura . Cele legate de o energie radiantă sînt cele electrice , magnetice , termice şi optice.

Rezistenţa mineralului la acţiuni mecanice exterioare se datoreşte unei forţe care ţine strîns legate între ele particulele sale constitutive şi care se numeşte coeziune de reţea. Ea caută să păstreze neschimbată distanţa între reţele şi este o proprietate vectorială.

<u>Elasticitatea</u> este diferită după axele principale ale cristalului.

<u>Plasticitatea</u> se explică prin proprietatea pe care o au particulele constitutive ale cristalelor de a se deplasa unele

faţă de altele într-un acelaşi plan sau într-o anumită direcţie fără ca prin aceasta cristalul să se desfacă.

Duritatea mineralelor este rezistenţa pe care o opune suprafaţa netedă a unui cristal la pătrunderea vîrfului unui corp tare .

Duritatea este o proprietate legată de structura cristalină. Ea depinde de mărimea razei particulelor ce formează reţeaua cristalină , şi anume în cazul unor valenţe identice scade paralel cu mărimea razei particulelor. Intre această preprietate şi clivaj există o legătură strînsă.

Clivajul este proprietatea pe care o au cristalele şi granulele cristaline de a se desface după suprafeţe plane ,în urma unei acţiuni mecanice oarecare, mai puternice decît coeziunea cristalului . El este în strînsă legătură cu structura interioară a cristalului şi nu depinde de forma sa exterioară. Funcţie de uşurinţa obţinerii sale şi a planeităţii perfecte a suprafeţei de separaţie şi a luciului ei clivajul poate fi perfect, bun, potrivit sau imperfect.

Clivajul se datoreşte faptului că în structura reticulară a cristalului , forţa de coeziune are valori diferite în funcţie de direcţii , adică este repartizată în mod anizotrop .El este totdeauna perpendicular pe direcţia minimului de coeziune şi astfel din punct de vedere structural reprezintă direcţii bine definite. In planul format prin clivaj densitatea particulelor constitutive , este mare în raport cu alte plane reticulare. Din aceasta rezultă că în planul de clivaj distanţa dintre particule este cea mai mică , deci coeziunea este maximă(fig.I.54). Sînt însă şi cazuri cînd intervin şi alte influenţe electrostatice şi clivajul survine după o altă forţă decît ar fi de aşteptat din densitatea planelor reticulare (semnul elementelor,

molecule de apă).

Dacă un cristal se desface prin lovire în bucăţi limitate de suprafeţe cu totul neregulate, el capătă o spărtură , care de multe ori este caracteristică pentru determinarea unui mineral.

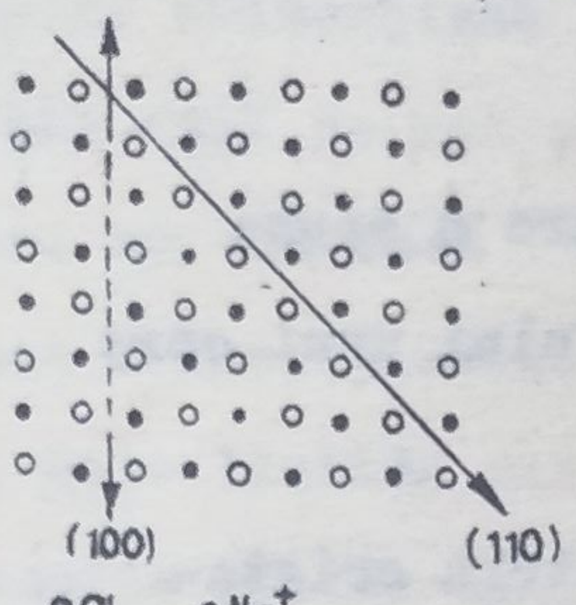


Fig.I.54. Clivajul.

Se deosebesc spărturi concoidale (cu suprafeţe curbe), aşchioase sau colţuroase , fibroase şi solzoase.

Spărturile ca aspect pot avea suprafaţa aspră sau netedă.

Funcţie de <u>proprietăţile lor termice</u> mineralele se împart în diatermane (transparente faţă de razele calorice)şi adiatermane (opace faţă de aceste raze). Conductivitatea lor variază funcţie de natura mineralului respectiv.

Proprietăţile <u>magnetice</u> ale mineralelor fac ca ele să fie împărţite în minerale paramagnetice (atrase de magnet) şi diamagnetice care nu sînt atrase de magnet.

Din punct de vedere <u>electric</u> mineralele pot fi: bune conducătoare, slab conducătoare şi izolatoare.

Proprietăţile optice ale mineralelor sînt macroscopice (cînd se văd cu ochiul liber) şi microscopice (la determinarea cărora se foloseşte un microscop polarizant),

In prima categorie intră culoarea mineralului , culoarea urmei sale pe o placă de porţelan, pleocroismul (variaţia culorii mineralului funcţie de direcţia din care este privit), irizaţia (în lumina reflectată dînd jocuri de lumină care amintesc curcubeul) sclipirea (reflexe sidefoase sau mătăsoase) luciul şi transparenţa.

Din punct de vedere al transparenţei mineralele pot fi

transparente, semitransparente şi opace.

Cu ajutorul microscopului polarizant se pot determina unele din caracteristicile optice interne ale mineralelor şi anume sistemul de cristalizare , numărul axelor pptice şi unghiul lor existenţa şi dispariţia maclelor, clivajul, putîndu-se astfel determina natura mineralului studiat , cu toate dimensiunile foarte mici ale elementelor.

Examinate la razele X unele minerale se comportă într-un mod cu totul caracteristic . Pe această cale ele pot fi identificate , se poate face analiza structurilor cristaline , determinîndu-se simetria cristalului, dimensiunile paralelipipedului elementar, numărul de ioni, atomi sau molecule conţinute în el , grupa spaţială şi poziţia atomilor din paralelipipedul elementar. Transparenţa mineralelor faţă de aceste raze variază,şi aceasta fiind un indiciu al naturii lor.

Proprietăţile scalare ale mineralelor sînt: densitatea , căldura specifică , prima fiind constantă pentru aceeaşi temperatură şi presiune. Densitatea este mai mare la mineralul în stare cristalină .

Proprietăţile chimice ale mineralelor sînt: solubilitatea în apă, coloraţia soluţiei în apă, solubilitatea în acizi şi fenomenele care le însoţesc , sensibilitatea la acţiunea colorenţilor , comportarea la ardere cu sau fără adausuri de alte substanţe chimice , alterabilitatea.

C a p i t o l u l 5

Noţiuni de petrografie

Mineralèle se găsesc foarte rar în natură în specii individualizate . Ele constituie în general asociaţii (agregate) de minerale care se găsesc între ele într-un anumit raport şi care se numesc roci. Rocile ocupă suprafeţe întinse în scoarţa pământului.

Stiinţa care se ocupă cu studiul rocilor este Petrografia , numită şi Litologie sau Petrologie.

Avînd în vedere geneza lor rocile se împart în :

a. Roci magmatice (eruptive) provenite din solidificarea magmelor , care fie că au ieşit la suprafaţa scoarţei,prin erupţie fie că au rămas şi s-au consolidat în interiorul acesteia .

b. Roci sedimentare , provenite din sfărîmăturile rocilor existente rămase pe loc , sau transportate şi depuse în alt loc, prin acţiunea organismelor , şi din precipitaţii de natură chimică , din soluţii apoase.

c. Roci metamorfice sau şisturi cristaline , provenite din cele menţionate mai înainte , care s-au transformat la adîncimi , presiuni şi temperaturi mari , schimbîndu-şi alcătuirea chimică , mineralogică, textura şi structura.

Pentru a le diferenţia funcţie de natura rocii din care provin dacă au aceeaşi compoziţie mineralogică generală ele se prevăd cu prefixul orto dacă provin din roci eruptive şi para dacă provin din roci sedimentare.

Roci magmatice sau eruptive

Magma, topită din interiorul scoarţei , are a compoziţie chimică foarte complexă , ce poate varia în raport cu originea sa şi cu natura stratelor străbătute. Ea este alcătuită dintr-un amestec de silicaţi şi oxizi topiţi, saturaţi cu vapori de apă şi cu diferite gaze.

Consolidarea unei astfel de topituri este un proces foarte complicat , din care rezultă produse variate, solide, lichide şi gazoase a căror natură depinde de compoziţia chimică iniţială a topiturii şi de evoluţia ei, determinată de o serie de factori fizici şi chimici în legătură cu locul unde s-a făcut consolidarea (în interiorul scoarţei terestre sau în apropierea suprafeţei cum şi deasupra scoarţei).

Rocile consolidate la adîncimi mari au elemente cristalizate întrecrescute între ele (ele se numesc plutonice) . Cele consolidate la suprafaţă au elemente cristalizate împlîntate într-o masă fundamentală care n-a putut cristaliza decît în cristale mici microscopice.

Cînd timpul de consolidare a fost foarte scurt şi răcirea s-a făcutt foarte repede nu se produce o cristalizare şi consolidarea se face sub formă de sticlă .

Compoziţia rocilor eruptive este foarte variată . O primă clasificare se poate face după conţinutul în SiO_2, atunci cînd este în cantitate mare , rocile se numesc acide , iar cînd este în cantitate mică bazice. In general magmele acide sînt vîscoase

iar cele bazice fluide.

Formele de consolidare a magmelor

Magmele care prin consolidare dau nagtere rocilor eruptive se consolideazã fie în interiorul scoarţei Pãmîntului, prin crãpãturi şi spaţii libere , fie la suprafaţa scoarţei , unde se revarsã prin craterele vulcanilor sub formã de lavã.

Cînd magma se consolideazã în interiorul pãmîntului se zice cã avem o irupţie sau o intruziune , iar rocile rezultate prin consolidarea ei se numesc roci intruzive sau plutonice,

Cînd magma ajunge la suprafaţã , ea capãtã denumirea de lavã , se zice cã avem o erupţie de lavã, iar rocile rezultate prin consolidarea lavei se numesc roci efuzive , extruzive sau vulcanice.

Formele de consolidare ale magmelor în adîncime se subdivid în douã tipuri funcţie de adîncimea la care are loc consolidarea lor. Rezultã roci abisale cînd consolidarea are loc la adîncimi mari şi hipoabisale cînd are loc la adîncimi mai mici.

Formele de consolidare pentru rocile abisale poartã denumirea de batolite. Ele sînt masive enorme, ajungînd la lungimi de mii de kilometri şi grosimi de sute de kilometri. Formele lor mai mici sînt denumite stokuri şi au dimensiuni mai mici de 2oo km^2 . Cele mai numeroase batolite sînt granite.

Formele de consolidare pentru rocile hipoabisale sînt deosebite de cele ale rocilor abisale, ele împãrţindu-se dupã raporturile în care stau faţã de rocile sedimentare în care se consolideazã în forme concordante şi discordante.

Formele hipoabisale discordante sînt: filoanele, dykurile şi neckul vulcanic.

Filoanele sînt mase întinse tubulare dezvoltate după feţe plane . Masa filonului a umplut crăpături existente din roci-le sedimentare sau eruptive preexistente Există filoane rezulta-te din consolidarea magmelor denumite filoane de roci eruptive , şi filoane depuse din soluţii hidrotermale formate din minereuri. Filoanele se pot încrucişa , filonul continu fiind cel mai nou. Adeseori filoanele sînt aşezate într-un paralelism pronunţat , uneori,filoanele se termină prin ramificaţii care au formă de de-gete şi se numesc apofize.

Dykurile sînt uneori filoane constituite din material mai rezistent decît roca înconjurătoare , şi datorită acestui fapt apar sub formă de pereţi verticali de o anumită grosime.

Neckul vulcanic sînt goluri în scoarţa pămîntului, de secţiune rotundă sau ovală umplute cu material eruptiv. Ele stră-bat în sens transversal stratele de natură sedimentară sau alte roci şi ar fi coşuri vulcanice umplute cu material eruptiv.

Formele hipoabisale concordante , se găsesc în regiunile cu stratificaţie orizontală , în care intruziunile magmelor se pot face între aceste strate în toate direcţiile ele consolidîndu-se sub formă de pînze intruzive . Rocile preexistente pot fi roci sedimentare sau şisturi cristaline . Grosimea lor variază fiind mai mică la magmele bazice care sînt fluide . Cînd magmele n-au avut destulă forţă ca să străbată printre stratele rocilor sedimen-tare , atunci pînzele se termină sub formă lenticulară.

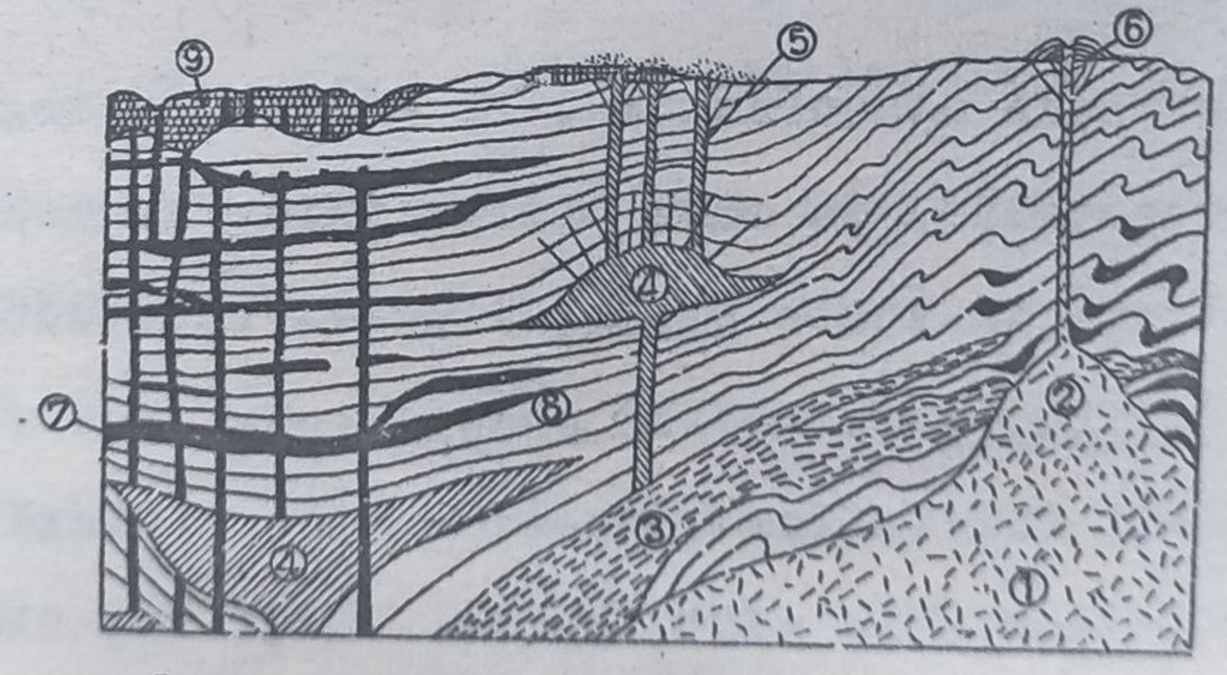
Alimentarea pînzelor se face prin filoane transversale . Pînzele intruzive apar de obicei la adîncimi mici şi au dimensi-uni reduse . Pînzele intruzive se deosebesc de cele efuzive,prin faptul că ele nu sînt întovărăşite de tufuri şi cenuşă vulcanică, precum şi prin faptul că ele pot trece de la un strat sedimentar

la altul şi au o acţiune de metamorfism şi asupra stratelor de deasupra lor.

Lacolitele rezultă tot prin intruziunea unei magme între stratele rocilor sedimentare, însă fie că magma este mai vîscoasă, decît în cazul pînzelor intruzive, fie că adîncimea este mai mare şi nu poate pătrunde la distanţe mari în stratele sedimentare .Ea deplasează stratele de deasupra pe verticală sub formă de boltă. Masa de magmă capătă o formă lenticulară partea superioară fiind boltită iar cea inferioară plană.

Alimentarea cu magmă se face printr-un canal denumit peduncul . In apropierea lacolitului magma poate pătrunde prin canale sau prin strate , dînd naştere la filoane sau pînze intruzive de dimensiuni mici.

Formele de consolidare a magmei ajunse la suprafaţă (lavă) sînt date de erupţiile vulcanice , care pot fi liniare sau centrale.



1- Batolit discordant; 4-Lacolit; 7-Pînze intruzive;
2- Ştok; 5-Filoane; 8-Peduncul;
3- Batolit concordant; 6-Con vulcanic; 9-Roci efuzive.

Fig. I.55. Forme de consolidare a magmelor.

Stadiile de consolidare a unei magme , diferenţierea şi asimilarea magmatică.

Procesul de consolidare a unei magme situate în adîncimea scoarţei cuprinde următoarele etape principale:

- perioada orto - magmatică sau lichid magmatică
- perioada pegmatitică pneumatolitică
- perioada hidrotermală .

Profesorul Niggli a dat o diagramă simplificată prin care se pot urmări diferitele stadii de consolidare a unei magme.

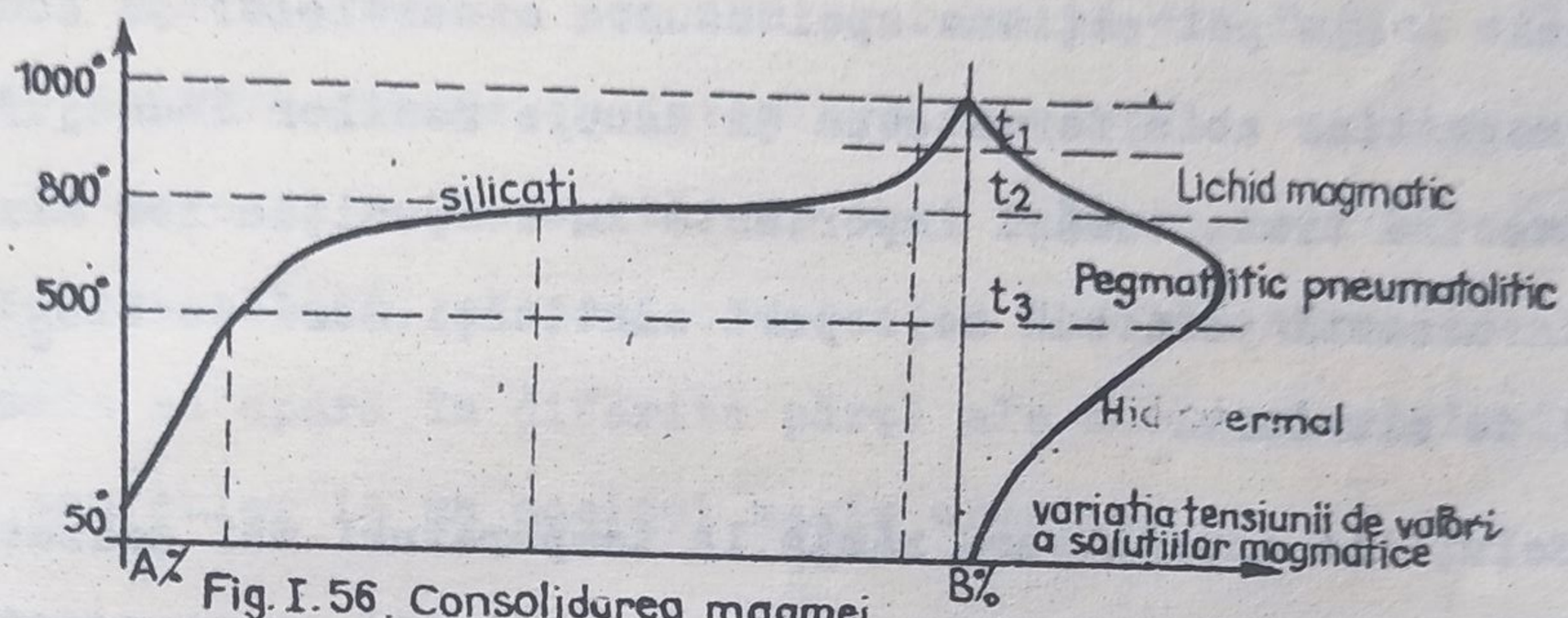


Fig. I.56. Consolidarea magmei

Să presupunem că pentru simplificare magma este constituită din doi componenţi şi anume: unul uşor volatil A (apa) şi altul greu fuzibil B (silicaţi greu fuzibili , peste $1oo^{o}$).

Dacă se pleacă de la o magmă cu o compoziţie X_1 , prin răcire se vor separa întîi la temperatura t_1, cristale B , iar magma se va îmbogăţi în componenţii A. La început, pentru o variaţie mare de temperatură , compoziţia soluţiei variază puţin, apoi pentru o variaţie mică de temperatură compoziţia soluţiei se schimbă foarte mult. Pînă la temperatura t_2 cea mai mare parte din silicaţi au cristalizat. In acest interval are loc formarea propriuzisă a rocilor eruptive, şi reprezintă perioada întîia lichid magmatică.

Intre t_2 şi t_3 (perioada pegmatitică pneumatolitică) cristalizează restul de magmă sub influenţa puternică a mineralizatorilor . In această perioadă pentru o mică scădere de temperatură întîlnim separarea unei cantităţi mari de silicaţi B,

astfel că este greu de stabilit o succesiune a cristalizării mineralelor . In acest stadiu se produce o trecere de la magmele de silicaţi la soluţiile rezidual apoase diferenţiate. Aceste soluţii dau naştere prin consolidare la roci filoniene diferenţiate; şi sînt foarte bogate în substanţe volatile concentrate şi în silicaţi de aluminiu . Ele pot acţiona apoi asupra mineralelor şi asupra rocilor magmatice abia formatecum şi asupra rocilor înconjurătoare , provocînd transformări importante în compoziţia lor mineralogică . In această perioadă se separă cantităţi mari de SiO_2 şi de silicaţi de aluminiu.

Soluţiile apoase care rămîn la temperaturi mai scăzute constituie stadiul hidrotermal . In acest stadiu componentul volatil principal este apă (t_3) . Depunerea de minerale în acest stadiu , se caracterizează prin faptul că la o mare diferenţă de temperatură corespunde o prea mică variaţie a concentraţiei soluţiei, deci prin răcirea soluţiei se vor depune minerale a căror succesiune se va putea uşor recunoaşte.

Diagrama simplificată (fig.I.56) este considerată valabilă pentru o presiune corespunzătoare unei adîncimi de 2 km .

La această diagramă paralel cu separarea compuşilor solizi se adaugă şi o diagramă de variaţie a tensiunii de vapori a soluţiilor magmatice în timpul acestor stadii . Se observă că prin separarea silicaţilor , asistăm la o îmbogăţire în corpuri volatile , tensiunea vaporilor creşte , atingînd maximul în stadiul pegmatitic - pneumatolitic .

In stadiul hidrotermal prin producerea condensării vaporilor de apă , tensiunea vaporilor scade odată cu scăderea temperaturii.

Nu toate stadiile se pot forma la orice adîncime .Astfel condiţiile de temperatură şi presiune externă (care se exercită

asupra masei magmatice de către stratele scoarţei în raport cu presiunile interne , datorită produselor volatile ale masei magmatice) pot avea efecte care fac să apară sau să se suprime anumite stadii din răcirea magmei .

S-a constatat în natură că nu se găsesc masive formate uniform, dintr-o aceeaşi rocă - aşa cum ar rezulta din faptul existenţei unei topituri comune în interiorul scoarţei , ci din cauze diferite , în aceeaşi masă topită au luat naştere roci cu compoziţie chimică deosebită. Această compoziţie variată a rocilor eruptive poate să apară în diferite părţi ale aceleaşi regiuni eruptive , sau chiar la un acelaşi masiv eruptiv.

Variaţia compoziţiei rocilor eruptive poate fi datorită:

- unei separări în compoziţia aceleeaşi magme (diferenţiere magmatică)
- unor amestecuri de magme de compoziţie diferită sau a unei asimilări de material străin de către o magmă.

Variaţia compoziţiei rocilor este de obicei treptată şi spre marginile masivului.

Se numeşte diferenţiere magmatică procesul prin care o magmă la început omogenă se divide în părţi cu compoziţii diferite.

Cauzele care provoacă diferenţierea magmatică sînt variate. In ceea ce priveşte succesiunea în timp faţă de cristalizare diferenţierea magmatică se poate produce:

- înainte de a începe cristalizarea magmei
- odată cu începutul cristalizării .

Diferenţierea magmatică produsă înaintea cristalizării magmei poate avea loc sub acţiunea a trei factori:

- gravitaţiei

- dezamestecul în stare lichidă datorită diferenţei de temperatură şi separării pe baza gravitaţiei

- diferenţei de temperatură

In ceea ce priveşte primul factor , se consideră că părţile cu cu o densitate mai mare s-ar concentra în zonele mai joase, şi a fost constatată în natură la depozitele de sare gemă . El pare însă a fi avut o mică importanţă.

Diferenţierea magmatică datorită dezamestecului în stare lichidă , apare acolo unde avem magme care au şi componenţi cu anumită limită de miscibilitate, condiţionată de temperatură. Sub această temperatură amestecul iniţial omogen se separă în două straturi . In natură la studiul rocilor s-a constatat că diferenţierea magmatică are un caracter continu , iar magmele se pot amesteca în orice proporţie , exceptînd sulfurile care au o anumită limită de solubilitate în magmă.

John Stasfield presupune că sulfurile şi oxizii se găsesc în magme sub formă de emulsii dispersate în masa lichidă a magmei. Dacă răcirea se face repede aceşti oxizi şi sulfuri sînt înglobaţi î în magmă sub formă dispersată în toată masa rocii , dacă ea se face încet , picăturile se pot aglomera dînd naştere la zăcăminte diferenţiate. Una dintre forţele care intervine în concentraţia acestor picături este gravitaţia care le face să cadă la părţile inferioare ale bazinului magmatic .

In diferitele părţi ale bazinului magmatic sînt temperaturi deosebite, fiind mai ridicate spre centru şi mai mici spre margini. In acest caz apare o diferenţă de concentrare care este însă prea mică pentru a explica fenomenul.

Cînd diferenţierea magmatică apare odată cu cristalizarea magmei , ea poate fi explicată prin patru cauze:

- cristalizarea fracţională
- gravitaţie
- filtrare
- transport de gaze .

In primul caz într-o masă de magmă închisă, temperatura este mai scăzută la margine, unde magma devenind suprasaturată pentru un anumit corp A , va începe să cristalizeze .Magma devine astfel mai diluată pentru acest corp A şi în acest mod va produce o difuziune a moleculelor de corp A din celelalte părţi ale bazinului spre periferie . Aceasta face ca cristalizarea corpului A să avanseze.

Temperatura scăzînd mereu , se ajunge la un punct cînd începe cristalizarea şi pentru alt mineral B .

In modul acesta se va produce o concentrare a elementelor A şi eventual B spre periferie, rămînînd alte elemente mai concentrate spre interior. S-au emis şi păreri că concentraţia de elemente s-ar datora mai mult curenţilor de convecţie decît curenţilor de difuzie . Această ipoteză este confirmată de realitate.

Diferenţierea magmatică prin acţiunea gravitaţiei se explică prin faptul că în timpul separării mineralelor prin răcirea unei magme , cristalele cu o densitate mai mare cad la fund deoarece au o densitate mai mare decît substanţa topită sau consolidată sub formă de sticlă. Căderea este condiţionată de gradul de vîscozitate a magmei şi mărimea cristalelor . Acest proces explică formarea rocilor alcătuite dintr-un singur mineral şi poate explica diferenţierea magmatică pe verticală.

La diferenţierea magmatică prin filtrare , mineralele formate în magmă încep să cadă spre părţile inferioare ale rezervorului magmatic, formîndu-se mai tîrziu o tesătură de cristale.In spaţiul dintre cristale magma rămîne neconsolidată şi poate fi

expulsată la producerea unei presiuni asupra masei respective. Substanţa neconsolidată este astfel împinsă în roca deja consolidată , şi poate fi expulsată la producerea unei presiuni asupra masei respective . Substanţa neconsolidată este astfel împinsă în roca deja consolidată sau chiar în regiunea înconjurătoare formînd filoane sau dykuri, avînd o compoziţie diferită de a magmei iniţiale .

Diferenţierea magmatică prin transportul prin bule de gaze se realizează cu ajutorul bulelor care aderă la cristale şi le transportă şi le concentrează în părţile superioare sau chiar externe ale rezervorului magmatic .

Invers procesului de diferenţiere magmatică este cel de asimilare magmatică , mase neomogene de magmă dînd naştere la mase omogene.

El se poate realiza prin :

- asimilarea a două magme de compoziţii diferite
- asimilarea unei roci eruptive sau sedimentare de către o magmă cu care vine în contact.

Acest proces de asimilare magmatică explică formarea unei varietăţi mari de roci eruptive. Prin acest proces rocile pot deveni mai bogate în siliciu (din roci sedimentare silicioase) sau în calciu(din calcare) . Ele pot da naştere chiar la minerale noi prin reacţia dintre rocă şi magmă.

Clasificarea rocilor eruptive, simplificată (după Acad. Al. Codarcea)

Criterii de clasificare								
chimic	Principiul saturației		Suprasaturate (minerale saturate+ cuarț)		Saturate (numai mater. saturate; uneori maximum 10% cuarț)			Nesaturate (minerale nesaturate fără cuarț cu feldspatoizi)
	Aciditate		Acide 65% SiO_2		Intermediare 52% SiO_2	Bazice 48% SiO_2		Ultrabazice 41% SiO_2
mineralogic	Minerale predominante		cuarț + feldspat		feldspați			
	Feldspatul predominant		ortoză, plagioclaz acid	plagioclaz acid ortoză	ortoză albit	oligoclaz andeziv	labrador anortit	
	Minerale melanocrate		biotit hornblendă augit	biotit hornblendă augit	hornblendă augit biotit	hornblendă augit biotit	dialag hornblendă olivină	dialag hornblendă olivină
geologic structural	Formă de zăcământ	structură						
	Roci intensive, plutonice, abinice	holocristalină granulară porfiroidă	granit			diorit	gabrou	peridotit
	Roci efuzive vulcanice de suprafață	sticloasă	amorfă	piatră ponce, obsidian		perlit	sticle bazice	
		hemicristalină porfiric microlitică	neovulcanice	siolit	dacit	trachit	andezit	bazalt dolerit	augitet
			paleovulcanice	porfir cuartifer	porfir cuarțifer	porfir	porfirit	melafir diabaz	picrit

1. Roci metamorfice; 2. roci intrusive; 3. roci eruzive; a. mezozoice; b. neozoice

Fig. I.57. Roci magmatice și metamorfice.

Rocile sedimentare

Rocile sedimentare sînt depozite de substanţe , cristalizate sau necristalizate , care au luat naştere la suprafaţa planetei, fie de pe urma proceselor de distrugere fizică sau chimică (alterare şi dezagregare) a rocilor existente (magmatice, sedimentare şi metamorfice), fie prin precipitaţii de natură chimică din soluţii apoase , sau ca urmare a activităţii organismelor (plante sau animale) sau prin acumularea mecanică a resturilor de plante.

Un depozit dedimentar este o rocă propriu zisă numai în momentul în care a fost separat , de mediul în care s-a format , moment care corespunde cu consolidarea rocii.

Rocile sedimentare alcătuiesc partea cea mai superficială a scoarţei . Invelişul pe care ele îl formează nu este însă continu , avînd şi grosimi foarte variabile .

Se apreciază la 75% din suprafaţa globului , zonele acoperite de roci sedimentare , în timp ce rocilor magmatice şi metamorfice nu pare a le reveni mai mult de 25% . Ca volum după majoritatea aprecierilor , rocile sedimentare nu reprezintă însă mai mult de 5% din crusta solidificată a globului.

In cadrul depozitelor sedimentare , participarea diverselor tipuri de roci este foarte variată. Astfel numai trei grupe de roci , argile, gresii şi calcare , constituie 98% din întregul volum al depozitelor sedimentare , argilele avînd ponderea cea mai mare.

Cunoaşterea sedimentelor şi a condiţiilor actuale de sedimentare reprezintă un element hotărîtor pentru înţelegerea modului în care au luat naştere rocile sedimentare în trecutul geologic.

Factorii care contribuie la formarea rocilor sedimentare

resultate din distrugerea rocilor preexistente sînt:

- eroziunea
- transportul
- sedimentarea

Eroziunea se manifestă prin tendinţa agenţilor externi de a nivela relieful scoarţei terestre , şi a fost studiată în cadrul analizării forţelor exogene care duc la modificarea acestui relief (în R.S.R e,1 m m/an).

Aceşti agenţi exogeni asigură şi transportul materialului resultat din eroziune, ei fiind reprezentaţi prin gravitaţie,apă şi vînt.

Sedimentarea este ultimul factor care determină formarea rocilor sedimentare şi în ciclul evolutiv geologic el poartă denumirea de litogeneză sau petrogeneză.

Sedimentarea poate avea loc în bazinele marine sau pe ariile continentale , unde ea poate fi subaeriană sau subacvatică.

In bazinele marine condiţiile de sedimentare rezultă din îmbinarea a două serii de factori şi anume caracterele structurale ale bazinelor (adîncimea , relieful fundului, raportul general între bazin şi uscatul învecinat) şi caracterele fizico-chimice ale soluţiilor care umplu aceste bazine. Avînd în vedere caracterele lor structurale , bazinele marine pot fi de mai multe tipuri principale şi anume : oceane, mări marginale şi mări intracontinentale.

Caracterele fizico - chimice ale apelor din bazinele marine se referă la salinitate , conţinut în substanţă organică, conţinut în material în suspensie , conţinut în gaze dizolvate ,pH , Eh şi rezervă alcalină , radioactivitate temporară , presiune şi mişcarea apelor din aceste bazine.

Condiţiile de sedimentare pe ariile continentale sînt direct determinate de factorii geografici ca relief , climă etc. ele fiind mult mai variate decît în bazinele marine .

Domeniile de sedimentare subaeriene sînt cele deşertice şi glaciar iar cele subacvatice cel fluvial , premontan şi de cîmpie, cel lacustru şi mlăştinos.

In porţiunile periferice ale bazinelor marine se instalează în mod obişnuit condiţii mixte între cele continentale şi cele marine , specifice , cum le întîlnim în delte , limane şi estuare , lagune marginale.

Sedimentele din bazinele marine funcţie de poziţia lor faţă de litoral pot fi sedimente litorale, neritice , bathiale şi abisale.

Funcţie de locul în care are loc sedimentarea, depozitele de roci sedimentare ce au luat naştere pot fi eluviale , eoliene (ambele subaeriene continentale) şi torenţiale , fluviale lacustre, glaciare (subacvatice continentale) şi marine .

Depunerea materialului transportat peste materialul existent pe locul de depunere are loc în momentul în care viteza curentului de apă sau de aer scade sub limita necesară menţinerii în suspensie a particulelor de o anumită dimensiune. Ele pot fi însă reluate în transport , procesul încheindu-se numai în momentul consolidării materialului.

Viteza de sedimentare , în ideea că ea s-ar face în apă care este în repaus , se determină prin relaţia dată de Stokes.

$$v = \frac{2}{9} g r^2 \frac{d_1 - d}{o}$$

v este viteza de sedimentare a particulelor

d_1 şi d - greutatea specifică a substanţei particulelor
şi apei

g - acceleraţia gravitaţiei

r - raza particulelor

c - vîscozitatea apei

Formula este valabilă pentru particule avînd 0,001 cm - 0,1 cm diametru. Particulele mai mari se depun cu o viteză

$$v = \sqrt{g\, r\, \frac{4(d_1 - d)}{3\, d}}$$

în care se vede că vîscozitatea nu mai influenţează viteza de cădere . De asemenea formulele sînt valabile numai atunci cînd concentraţia suspensiei nu este prea mare (nu depăşeşte concentraţia critică de volum).

Sedimentarea în aer se supune în general aceloraşi legi ca şi sedimentarea în apă . Aici prezintă o importanţă deosebită densitatea mică a aerului , care face ca depunerea să se facă mult mai repede. Efectul densităţii aerului scade însă cu micşorarea dimensiunilor granulelor. De asemenea datorită densităţii mici a aerului , influenţa greutăţii specifice diferite a mineralelor ce compun sedimentul este mică, ceea ce face ca , dimensiunile particulelor avînd o compoziţie mineralogică diferită să fie mai apropiate ca în cazul sedimentării în apă. Rezultă deci un material foarte omogen din punct de vedere al dimensiunilor particulelor.

In cazul în care este depăşită concentraţia critică de volum , fluidul în care se află în stare de suspensie particule, capătă proprietăţi influenţate în mare măsură de materialul în suspensie. Au loc ciocniri între particule , legarea superficială a acestora şi formarea unor agregate de particule.

Acestea avînd o masă mai mare, se depun mai repede decît particulele izolate, şi dau o structură caracteristică sedimentului.

Odată cu depunerea materialului din suspensii şi soluţii în cazul în care acesta a suferit un transport - sau odată cu îndepărtarea în stare de soluţie şi suspensie a unei bune părţi din materialul iniţial - în cazul în care rămîn pe loc , şi într-o oarecare măsură , chiar în timpul desfăşurării acestor procese , sedimentele trec într-o nouă etapă a evoluţiei lor. Trăsătura cea mai caracteristică a acestei etape este, procesul de consolidare . Majoritatea sedimentelor se consolidează în drumul lor spre stadiul de rocă. Consolidarea sedimentelor reprezintă momentele ultime din formarea rocilor , dar nu şi din evoluţia lor generală. In istoria formării sedimentelor , pînă la completa individualizare a rocilor se pot deosebi două momente , cel singenetic şi cel diagenetic.

Termenul singenează arată un raport de timp de formare între rocă şi unul din elementele care o alcătuiesc .Prin el, pentru sedimente se înţelege ansamblul proceselor şi formaţiunilor care se produc chiar în cursul naşterii acestora.El ar coincide ca timp cu momentul separării depozitului de mediul de sedimentare.

Dacă acelaşi termen îl referim la rocă , singeneza rocilor cuprinde şi procesele ulterioare , care se desfăşoară pînă la completa individualizare a acesteia, procese care corespund în cele mai multe cazuri consolidării. Această grupă de procese şi formaţiuni poartă numele de diageneză . Diageneza este unul din momentele în care redistribuirea materialului din sediment se desfăşoară cu deosebită intensitate.

Consolidarea sedimentelor se poate produce prin recristalizare , prin cimentare şi prin tasare. Din punct de vedere

mineralogic , la recristalizare transformările se produc prin trecerea spre edificii din ce în ce mai stabile , deshidratate şi mai compacte . Materialele carbonatate , silicioase şi într-o măsură mai redusă , cele argiloase sînt cel mai adesea afectate de cristalizare . Ea reprezintă principalul mod de consolidare a depozitelor foarte fine, mîloase, coloidale .

Cimentarea este modul de consolidare foarte frecvent pentru depozitele detritice cu dimensiuni medii şi mari. Ea constă în apariţia unui material nou în spaţiile dintre granule, material care le leagă între ele.

Prezenţa cimentului între granulele detritice poate să fie legată de primele momente ale sedimentării acestora sau de momente mai tîrzii ulterioare separării lor de mediul de depunere . In primul caz se vorbeşte de un ciment primar, în al doilea de un ciment secundar . Acest ciment poate fi de aceeaşi natură mineralogică cu granulele sau reprezentat prin alte minerale. Bioxidul de siliciu , carbonaţii, oxizii de fier constituie cel mai des cimentul rocilor sedimentare.

Tasarea produce o apropiere şi o angrenare a particulelor între ele şi o eliminare mai mult sau mai puţin completă a apei , rezultînd o reducere a volumului sedimentului şi ca urmare o creştere a densităţii sale (fig.I.58) .

Consolidarea sedimentelor este determinată de trei cauze fundamentale.

Prima cauză este compoziţia iniţială a sedimentului :

- mineralogică, chimică , granulometrică

Creşterea presiunii constituie al doilea motiv al consolidării sedimentelor, şi determină tasarea.

Soluţiile care îmbibă sedimentele (subacvatice) şi cir-

culă în masa lor reprezintă al treilea element determinant al consolidării . Reacţiile pe care le determină apele ce îmbibă sedimentele sînt variate şi de intensităţi diferite.

Ansamblul proceselor care se petrec în rocile sedimentare după completa lor individualizare , constituie etapa de epigeneză . Epigeneza spre deosebire de dezagregare - alterare, conduce nu la descompunerea edificiului petrografic , ci numai la o rearanjare mai mult sau mai puţin accentuată a elementelor componente. Elementul determinant al epigenezei îl constituie apele freatice care circulă în rocile sedimentare.

Una din cauzele principale ale epigenezei o constituie variaţiile de presiune şi temperatură pe măsura scufundării sau ridicării rocilor datorită mişcărilor tectonice .

In legătură cu aceasta Ruhin deosebeşte epigeneza progresivă şi epigeneza regresivă . Epigeneza progresivă este cauzată de scufundarea rocii la orizonturi din ce în ce mai adînci ale scoarţei . In acest caz se observă formarea consecutivă a unor minerale rezistente la temperaturi şi presiuni din ce în ce mai ridicate . Epigeneza regresivă are loc în condiţiile ridicării scoarţei terestre şi deplasării rocilor în zone cu presiuni şi temperaturi din ce în ce mai mici . Mineralele rezistente în zona presiunilor mari sînt înlocuite cu altele mai rezistente în condiţiile orizonturilor superficiale ale scoarţei.

Epigeneza progresivă trece în cele din urmă în metamorfism , iar epigeneza regresivă este înlocuită de către alterare.

Caracterele generale ale rocilor sedimentare

Caracterele generale ale rocilor sedimentare sînt:

- stratificaţia
- compoziţia chimică şi mineralogică
- prezenţa fosilelor

- diageneza rocilor sedimentare.

Cu foarte mici excepţii rocile sedimentare sînt stratificate , adică depuse în pături succesive , de cele mai multe ori paralele . Stratificaţia este datorită variaţiei în intensitate sau calitate a fenomenului care produce sedimentarea (capacitatea de transport a apelor curgătoare , debitul ei, condiţiile atmosferice).

Stratul este un sediment care are pe o grosime oarecare o structură şi o compoziţie aproape constantă. Deasupra şi dedesubtul lui se găsesc strate de constituţii deosebite .El corespunde depunerii făcute într-un timp în care factorii care condiţionează sedimentarea nu au variat sau au variat atît de puţin încît această variaţie nu apare vizibilă în sedimentare.

Elementele principale care caracterizează toate tipurile de stratificaţie sînt forma de stratificaţie (raportul stratului cu planul de sedimentare) şi dimensiunile stratului .Forma de stratificaţie oglindeşte caracterul mişcării care produce sedimentarea . iar dimensiunea, intensitatea acestei mişcări.

Forma de stratificaţie poate fi orizontală, oblică sau ondulată , sau o combinaţie dintre ele.

In ceea ce priveşte dimensiunile stratelor , înţelegînd prin aceasta grosimea, amplitudinea şi lungimile ondulaţiilor, ele pot fi mari (zeci de centimetri, metri şi zeci de metri), mărunte (centimetri) şi fine (milimetri) .

In afară de aceste elemente , interesează şi raportul unui strat faţă de altul , gradul său de înclinare , limita dintre ele (care poate fi trangantă , distinctă , sau treptată) , ordinarea de alternare.

Bancul este un grup de strate asemănătoare , ce se repetă

de mai multe ori, fără intercalaţii de roci de altă natură .

Intre stratele unei serii sedimentare continue, se întîlnesc incidental formaţiuni care nu sînt datorite procesului de sedimentare în sine,numite intercalaţii alogene şi ele se datoresc curgerilor de lave , pînzelor intruzive, curgerilor de pe versanţi etc.

Depunerile pot să se prezinte şi sub formă de depozite încrucişate (depozite torenţiale) sau avînd o structură masivă.

Compoziţia chimică şi mineralogică a rocilor sedimentare este foarte variată şi depinde de modul în care au luat naştere rocile sedimentare. Ele pot conţine minerale alogenetice ,rezultate din dezagregarea rocilor preexistente , minerale singenetice , care se formează în timpul şi sub acţiunea proceselor de alteraţie sau sub acţiunea organismelor , şi mineralele diagenetice , care iau naştere în cursul proceselor de diageneză.

O caracteristică specifică rocilor sedimentare , constă în faptul că ele conţim aproape totdeauna fosile , adică urme şi resturi ale activităţii vieţii în trecutul globului terestru.

Depunerile sedimentare de orice fel nu-şi păstrează în general caracterul iniţial , ele suferă o serie de modificări de ordin chimic , care în totalitatea lor constituie diageneza rocilor sedimentare.

Procesele de diageneză sînt : dizolvarea, hidratarea , oxidarea , concretionarea , consolidarea , dolomitizarea , silicifierea , încărbunarea şi bituminizarea

Clasificarea rocilor sedimentare

Clasificarea rocilor sedimentare după originea şi natura lor cuprinde următoarele grupe:

- roci detritice sau clastice care provin din dezagregarea rocilor preexistente , materialul fiind transportat de diferiţi agenţi de transport. Ele formează cea mai mare parte din rocile sedimentare cunoscute, Rocile detritice se împart funcţie de mărimea granulelor constituente şi de faptul dacă sînt un material nelegat sau legat . La denumirea lor se are în vedere şi felul agentului de transport, natura materialului component şi felul cimentului de legătură.

- roci de precipitaţie fizico - chimică care sînt formate din precipitarea unor substanţe chimice conţinute în apele mărilor în dizoluţie , datorită unor acţiuni fizico - chimice, evaporare etc. Funcţie de locul în care are loc precipitarea ele se împart în mai multe categorii.

- roci biogene sau organogene , care îşi au originea în resturile fiinţelor vii . Funcţie de proprietatea lor de a fi combustibile sau nu se împart în acaustobiolite şi caustobiolite.

- roci reziduale , formate pe loc, prin dezagregarea şi descompunerea rocilor preexistente .

- roci piroclastice , provenite din depuneri ale materialelor solide aruncate la suprafaţă prin puterea gazelor din interior, în timpul erupţiei vulcanice.

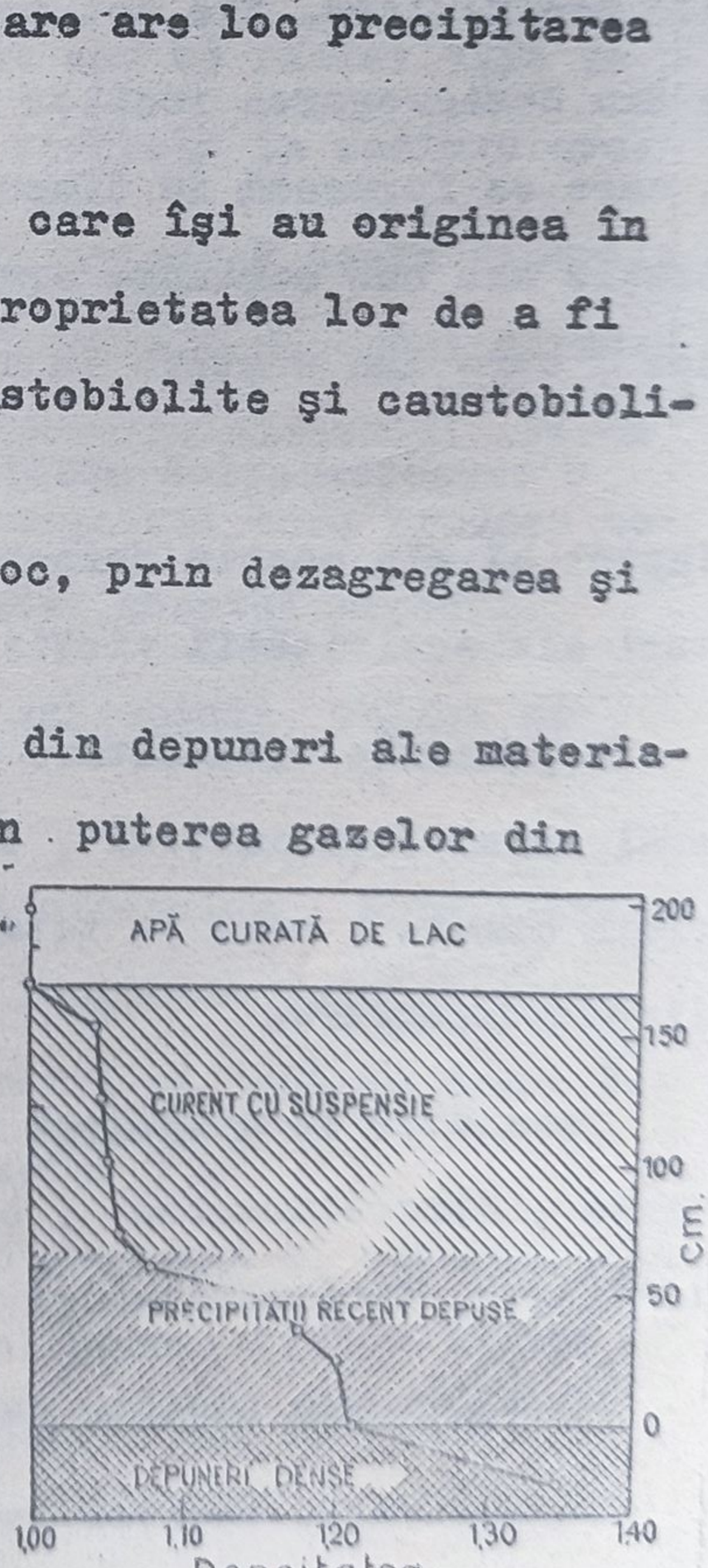


Fig.I.58. Depunerea sedimentelor.

Clasificarea rocilor sedimentare

Roci detritice sau elastice	D	psefite (7-2 mm)		Psamite(2-o.2 mm)		Oleurite (o,2-o,o2 mm)	Palite (o,o2 mm)
	necimentate	grohotiş grus	bolevăniş pietriş galeţi	Nisip	grus	praf nisip	praf mîluri argiloase mîluri argilo-calcaroase
	cimentate (consolidate)	breccie	conglomerat arcoza	gresie	arcoză	loess gresii foarte fine	loess argile marne ardezii şisturi argiloase
Roci de precipitaţii fizico-chimice	marine	lagunare	carbonaţi,ghips, anhidrit, baritină,celestină, sare gemă,silvină,carnalit săruri delicovescente				
		neritice	dolite calcaroase şi feruginoase				
	continentale	lacuri izvoare	mirabilit, sodă, borax, glauberit				
			tuf calcaros, travertin , geyserit , pisolit,stalactite, stalagmite				
Roci organogene	acaustobiolite	calcare, cretă, dolomit, diatomit , menilit, fosforit, guano ,salpetru de chile, salpetru de India					
	caustobiolite	humite: cărbuni humici (turbă, lignit,cărbune brun,huilă,antracit,liptobiolitici, sapropelici					
		liptobiolite: chilimbar					
		sapropelite: petrol, ozocherită , asfalt					
Roci reziduale		lehm , terra - rossa , laterit , bauxit , soluri					
Roci piroclastice	Necimentate bombe vulcanice , lapilli, cenuşe						
	cimentate	aglomerate , tuf vulcanic					

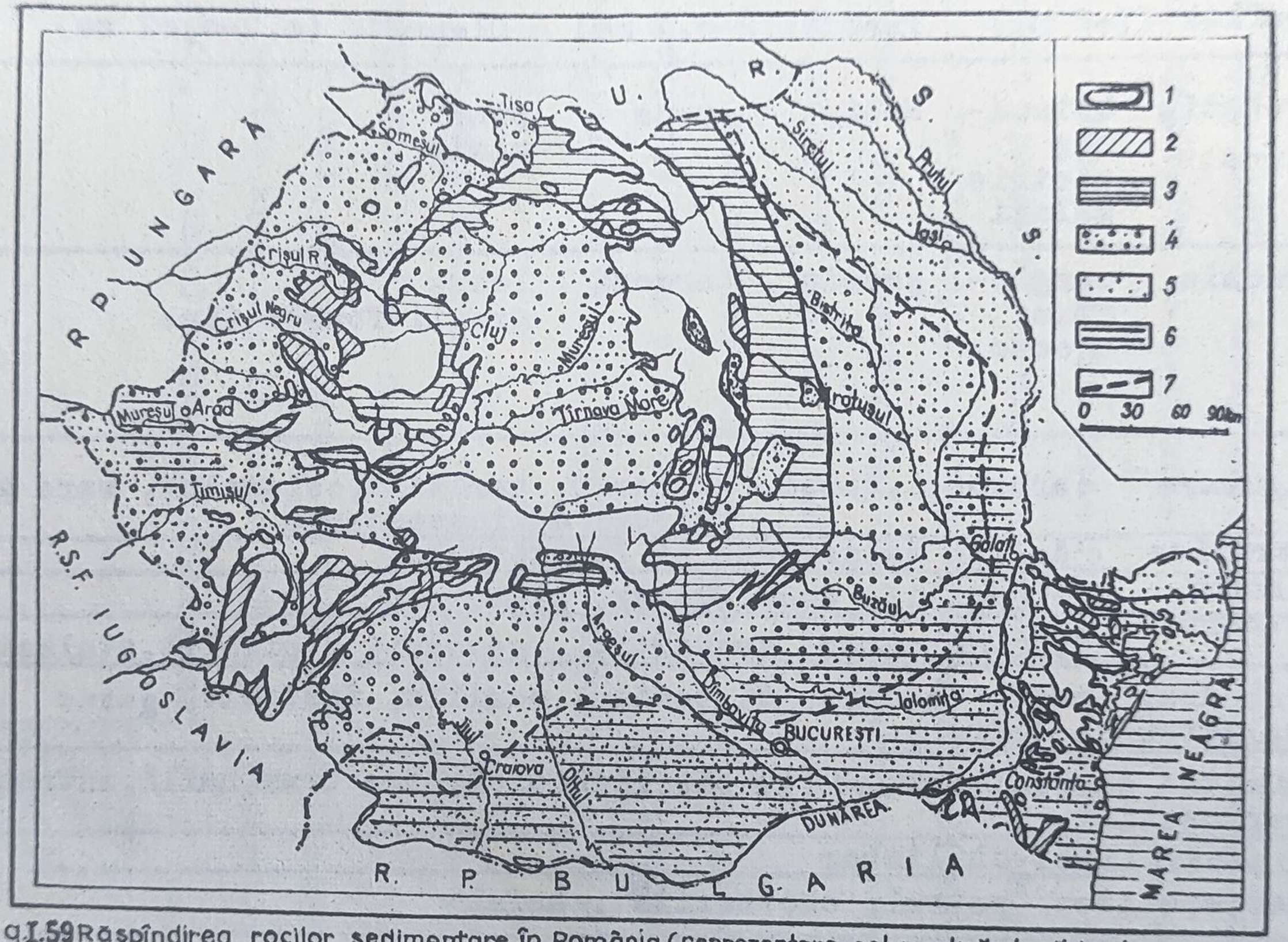


Fig.I.59 Răspîndirea rocilor sedimentare în România (reprezentare schematică, după harta Comitetului de Stat al Geologiei):

1– Formațiuni eruptive și metamorfice; 2– depozite de precipitație, (pe care se dezvoltă general fenomene carstice); 3– depozite de fliș și flișoide cretacic-paleogene (gresii, calcare marne-calcare, argilite etc.); 4– depozite de molasă mio-pliocene (microconglomerate, gresii, argile, marne nisipuri, aglomerate vulcanice, gipsuri etc); 5– depozite fluvio-lacustre și marine (pietrișuri, nisipuri, marne, calcare); 6– loess, nisipuri de dune etc. 7–limita depzilelor de molasă (după V. Ivanovici și colab.).

Roci metamorfice

Rocile metamorfice sînt roci provenite din transformarea rocilor preexistente sedimentare sau magmatice prin schimbarea condiţiilor de presiune, de temperatură şi de chimism în scoarţa globului.

Compoziţia lor mineralogică este complexă deoarece în geneza lor s.au suprapus două feluri de fenomene :(fenomene ce au format roca iniţială şi cele care au produs recristalizarea). Cea mai mare parte din mineralele întîlnite în rocile metamorfice nu sînt caracteristice fenomenului prin ele însăşi . Unele sînt datorită alterării (clorite , epidot, talcul , serpentinul) , altele coincid cu cele obişnuite în roci magmatice (feldspaţi, amfiboli , turmalin , granaţi), iar restul sînt caracteristice rocilor metamorfice (andaluzit, cordierit, etc.).

Altă caracteristică a rocilor metamorfice este sistuozitatea . Ea poate coincide cu stratificaţia rocilor sedimentare, din care au provenit , dar nu trebuie să se confunde cu aceasta.

Mineralele rocii metamorfozate , în special mineralele în paiete sînt orientate datorită presiunilor tangenţiale, paralel cu un anumit plan numit plan de sistuozitate , dînd un clivaj după acest plan . Sistuozitatea este produsă de stress (eforturi în scoarţă) şi în unele cazuri de-a lungul planelor de sistuozitate se remarcă o cristalizare mai accentuată a elementelor, cu dezvoltare chiar de minerale noi.

In unele roci se observă sistuozităţi diferite, suprapuse produse probabil în perioade diferite.

Structura şi textura lor diferă de cea a celorlalte roci.

Rocile metamorfice cele mai freevente sînt: gneisul. micasistul , cuarţitul, marmura şi ardezia.

C a p i t o l u l 6

Noţiuni de stratigrafie şi Paleontologie

Toate rocile sedimentare depuse în apă , s-au aşezat mai mult sau mai puţin orizontal şi la fiecare sedimentare nouă, elementele constitutive s-au depus în general în strate.

Rocile sedimentare chiar dacă sînt depuse în acelaşi timp (sincrone) , variază nu numai după originea lor, ci şi după locul de sedimentare . Altele sînt rocile depuse în lagune, estuare , rîuri, altele în mări sau oceane , variind după faptul dacă depunerea a avut loc în regiunea ţărmului sau spre largul mării

Felul de a se prezenta al rocilor , după locul şi condiţiile de sedimentare , caracterizat printr-un anumit aspect litologic variabil la aceeaşi perioadă , a fost numit facies petrografic sau litologic.

Pentru determinarea vîrstei stratelor se folosesc fosilele şi descompunerea elementelor radioactove.

Totalitatea fosilelor care se găsesc în rocile sedimentare constituie faciesul paleontologic.

Ţinînd seama de faciesul petrografic şi cel paleontologic se numeşte facies geologic al unei formaţiuni , totalitatea caracterelor sale petrografice şi paleontologice , care rezultă din condiţiile geografice şi biologice care au existat în mo-

mentul formării sedimentului.

După locul unde s-a produs sedimentarea faciesurile pot fi împărţite în:

faciesuri continentale

faciesuri marine

Cu studiul reconstituirii succesiunii în care s-au depus formaţiunile sedimentare în cursul perioadelor geologice în diverse puncte ale scoarţei, cu alte cuvinte cu studiul evoluţiei scoarţei pămîntului se ocupă stratigrafia sau geologia cronologică sau geocronologia.

Ea stabileşte variaţiile de faciesuri pe care le poate prezenta o formaţiune geologică în sens orizontal (chiar la depozite sincrone) şi anomaliile care le afectează în sens vertical , şi care determină condiţiile de depunere a sedimentelor respective în decursul timpului,

Anomaliile sînt:

- contactele anormale
- discordantele
- lacunele de sedimentare

Contactele anormale sînt contacte dintre diverse strate ale scării stratigrafice care datorită unor dislocări ale scoarţei (posterioare formării sedimentelor) face ca formaţiuni depărtate ca origine să se găsească alăturate. Ele se întîlnesc la falii , pînze de şariaj etc.

Cînd într-o serie de depozite sedimentare se întîlnesc întreruperi mai mult sau mai puţin bruşte , astfel încît între stratele inferioare şi stratele superioare mai noi apare o discontinuitate de aşezare , fenomenul se numeşte discordanţă stratigrafică sau simplu discordanţă.

In fig.I.60 se dau mai multe tipuri de discordanţe stratigrafice.

In fig.I.61 se văd etapele formării unei discordanţe . Depozitele sedimentare (I) sînt cutate după ce marea în care a avut loc depunerea s-a retras (regresiune marină) .Reliefuł format a intrat sub acţiunea de eroziune a agenţilor exogeni .

O nouă revenire a mării (transgresiune marină) duce la noi depuneri de sedimente (II) care la rîndul lor pot fi cutate de noi mişcări tectonice (III).

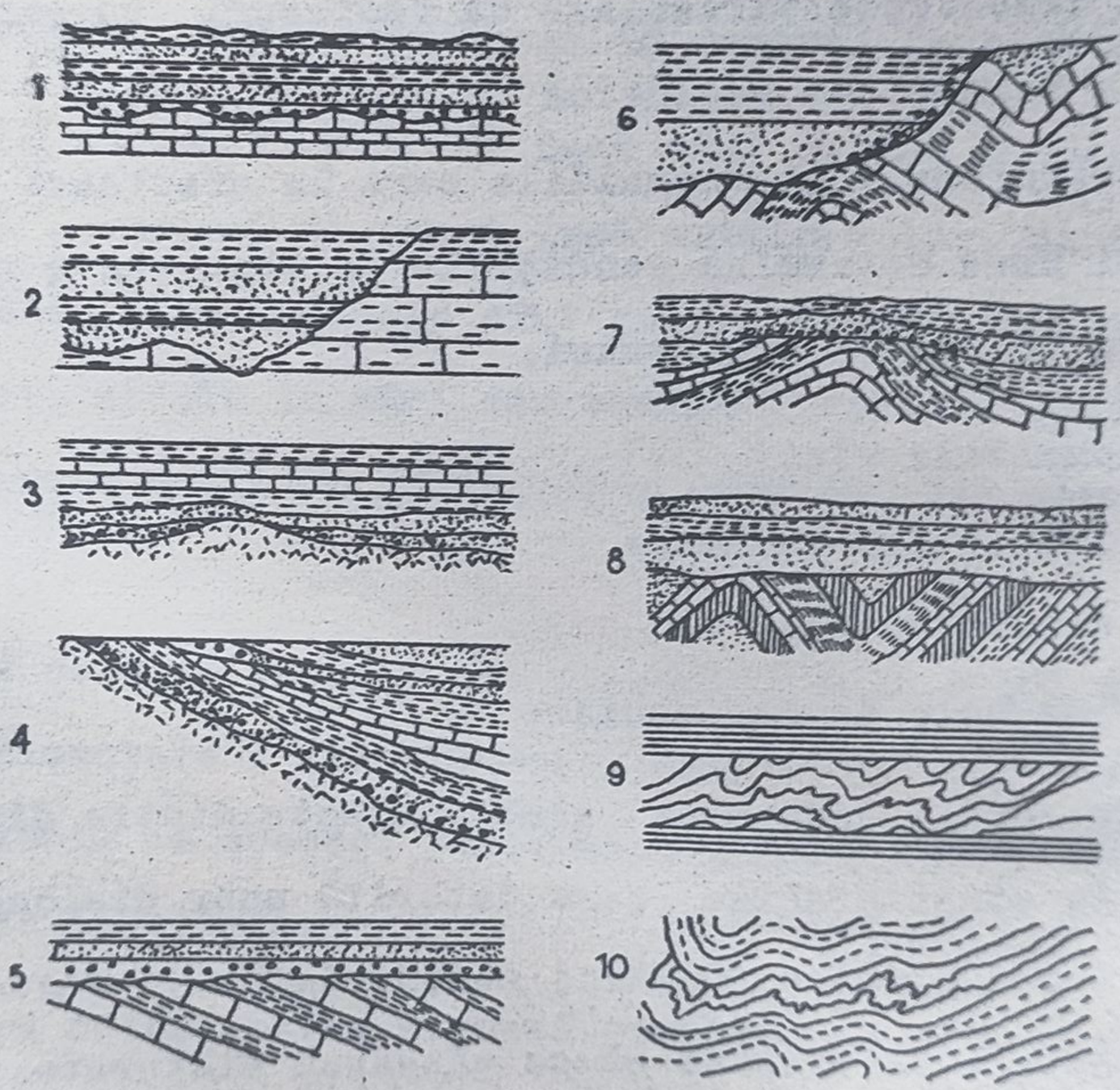


Fig. I.60. Discordanţe stratigrafice :
1- Discordanţă paralelă; 2- Discordanţă paralelă (de eroziune) 3- peste un granit alterat; 4- discordanţă marginală; 5- discordanţă unghiulară (transgresivă); 6- discordanţă transgresivă paralelă; 7- discordanţă de cutare locală; 8- discordanţă de cutare regională; 9- discordanţă subacvatică; 10- discordanţă tectonică (disarmonică)

Absenţa unei discordanţe într-o serie fără contacte anormale nu înseamnă însă că există neapărat o continuitate stratigrafică.

Poate avea loc o lacună de sedimentare, datorită nedepunerii într-o anumită perioadă a unor sedimente.

In fig.I.62 se dă un exemplu de lacună de sedimentare .

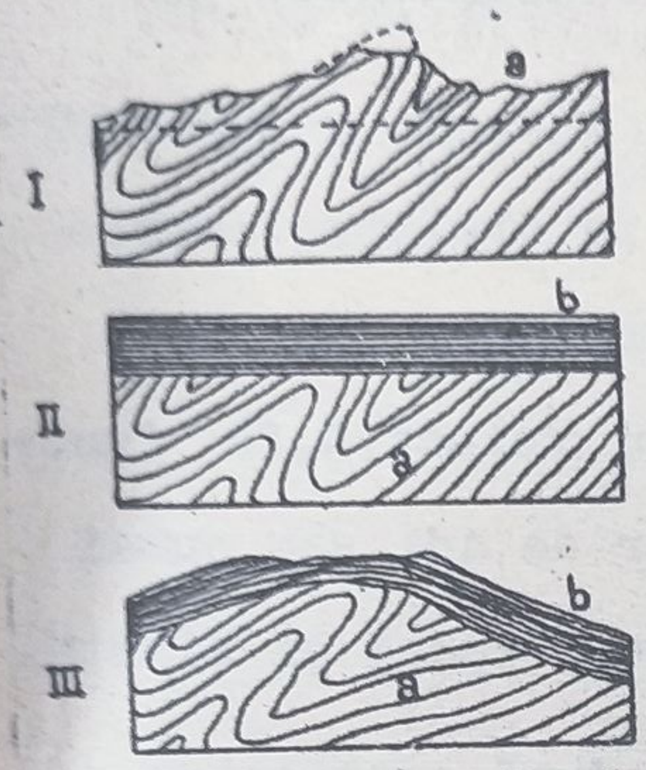


Fig.I.61. Formarea unei discordanțe stratigrafice .

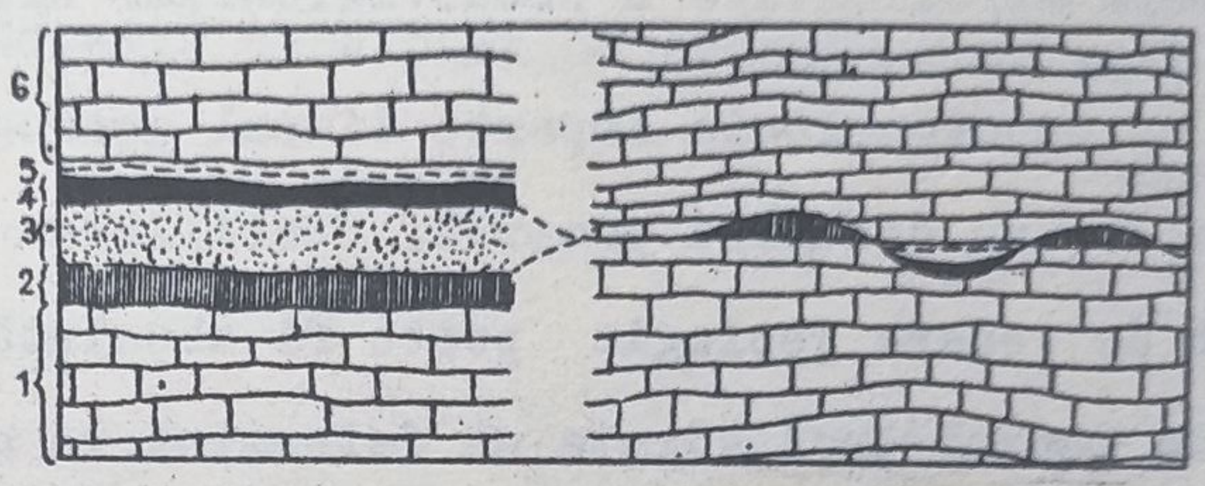


Fig.I 62.Lacună de sedimentare (lipsește stratul 3).

Paleontologia este ştiinţa care se ocupă cu studiul fosilelor sau cu urmele de activitate vitală a acestora , care se găsesc îngropate în stratele sedimentare.

Ele permit să se stabilească vîrsta sedimentelor în care au fost găsite .

Pentru a uşura studiul stratigrafic,al porţiunii din scoarţa pămîntului , evoluţia acesteia a fost împărţită în etape, avînd următoarele subdiviziuni în ordine descrescîndă:

- pentru timp (împărţire cronologică) : eră, perioadă epocă, vîrstă, orizont.
- pentru grosimea stratelor corespunzătoare (împărţire stratigrafică) grupă, sistem, serie, etaj, strat.

Delimitarea erelor şi a perioadelor se face în raport cu evenimentele de mare importanţă care au avut loc la un moment dat (dezvoltarea unei anumite specii de animale , ridicarea

unui sistem de munţi , transgresiuni şi regresiuni marine, erupţii vulcanice).

Prima eră se consideră că a început în momentul în care pămîntul a devenit planetă şi a căpătat denumirea de arhaică.

In tabel se dă în mod schematic scara stratigrafică şi duratele aproximative a subdiviziunilor ei.

Geocronologia împarte timpul geologic în diviziuni arbitrare, ce au denumiri proprii. Stabilirea numărului de ani din punct de vedere geologic poate fi absolută sau relativă, în funcţie de faptul dacă vîrsta se determină în număr de ani sau numai în diviziuni arbitrare , denumite ere, perioade , epoci şi vîrstă.

Vîrsta absolută a rocilor se stabileşte după cantitatea produselor de descompunere a elementelor radioactive. Ca un exemplu putem lua stabilirea vîrstei absolute după conţinutul de Pb, care este produsul final al dezagregării uraniului şi thoriului

Multe minerale cuprinse în roci , conţin elemente radioactive (U , Th) şi de asemenea plumb (Pb_{μ}) şi (Pb_{e}) provenit din uraniu şi toriu . Greutatea atomică a ultimilor doi este 2o6 şi 2o8 (izotopi al plumbului).

Plumbul se obţine ca rezultat al iradierii din atomul de uraniu sau de thoriu , a unei cantităţi determinate de nuclee de atomi de heliu încărcate pozitiv. Viteza acestui proces este următoarea : un gram de uraniu pe an dă 1351 x $1o^{-13}$ gr de plumb Pb_{μ} iar un gram de thoriu în acelaşi interval de timp 513-$1o^{-13}$ g de plumb Pb_{e}.

In roci procesele de dezintegrare radioactivă încep în momentul formării ei , şi prin urmare cunoscînd cantitatea de Pb în aceste roci şi viteza acumulării sale, se poate determina vîrsta absolută.

Pentru calcul se utilizează relaţia :

$$t = \frac{Pb_{\mu} + Pb_{o}'}{U + 0,38\ Th} \times 74 \times 10^{8} \text{ ani.}$$

Vîrsta relativă se determină pe baza fosilelor , metoda de stabilire a vîrstei pe această cale purtînd denumirea de metoda paleontologică.

Era	Perioada	Durata milioane ani	Epoca	Vîrsta	Evenimente	Faună
		0,5	aluviu (holocen)	actuale		Omul istoric (neolitic)
			deluviu (pleistocen)	postglaciial glacial preglaciial		omul preistoric mamut urs hiena de caverne
(Neozoic)	terţiar (neozoic inferior)	Neogen 55-65	Pliocen	levantin Dacian pontian Meotian	ultima şi cea mai putermică cutare în carpaţi şi subcarpaţi	maimuţe antropoide şi se dezvoltă capitatele
			Miocen	Sarmaţian Tortonian Helveţian Burdigalian acvitanian	se termină formarea munţilor alpi prima cutare a subcarpaţilor	
	paleogen		Oligicen Eocen Paleocen	climă diferenţiată începe alpii. a doua cutare a carpaţilor		Numuliţi moluşte mamifere plante apar
Mezozoic (secundar)	cretacic	55-6o		prima cutare a carpaţilor la mijloc mare transgresiune marină. Mari transgresiuni marine çDiferenţierea zonelor climatice începe, mari regresiuni marine . Climă subtropicală . Deşerturi mari		Dispar reptile mari
	Iurasic	25-35				Reptile Dinozaurieni
	Triasic	3o-35				Mamifere

Continuare tabel

Era	Perioada	Durata milioane ani	Epoca	Vîrsta	Evenimente	Fauna
Paleozoic (primar)	Permian	25-3o			Mari regresiuni, vulcanism în dezvoltare . Se termină formarea hercinică	peşti ganoizi
	Carbonifer	5o-55			Incepe formarea munţilor Hercinici climă tropicală	amfibii şi reptile mari, dispar plocodermi
	Devonian	4o-5o			Transgresiuni numeroase. Climă tropicală , Dezvoltarea deşerturilor	Placoderm. Apar amfibii
	Silurian	4o-45			Formarea munţilor Caledonieni ,	Trilobiţii: apar peşti placodermi apar trilobiţi
	Ordovician	4o-8o			şi regresiuni marine vulcanism	
	Cambrian	8o-1oo				
	Algonkian (Proterozoic)	6oo-8oo				primele organisme terestre
Precambrian	arhaic (azoic)	peste 1oo				forme organice foarte simple

C a p i t o l u l 7

Noţiuni de hidrogeologie

Hidrogeologia sau hidrologia subterană se ocupă cu studiul apelor din scoarţa terestră , denumite ape subterane .Ea studiază originea , starea , condiţiile de aşezare şi compoziţia chimică a acestor ape . Atît apa cît şi aerul din scoarţă se găseşte în porii , în crăpăturile şi în golurile rocilor dim care este alcătuită . Cu studiul legilor care dirijează mişcarea apelor subterane în aceste spaţii se ocupă hidrodinamica apelor subterane,ea fiind o parte componentă a hidrogeologiei. Hidrogeologia studiază de asemenea comportarea rocilor din scoarţă la acţiunea apei , funcţie de compoziţia lor mineralogică şi petrografică , precum şi de chimismul apei subterane .

Problemele tehnice referitoare la apa subterană se referă la folosirea ei şi la combaterea acţiunii ei dăunătoare .

Apa în natură se găseşte în atmosferă , la suprafaţa pămîntului şi în scoarţa sa .

Apa din scoarţă poate fi de origine exogenă (precipitaţii) şi de origine endogenă (din magmă).

Apa subterană provine din precipitaţii (în cea mai mare parte) din condensarea vaporilor de apă în pămînt; din magme şi din consolidarea depozitelor sedimentare (ape fosile)

Factorii care influenţează mărimea precipitaţiilor atmosferice sînt: regimul pluvial, periodicitatea precipitaţiilor

(funcţie de relief, vegetaţie, evaporare

Apele din atmosferă , hidrosferă şi litosferă se găsesc într-o strînsă legătură , alcătuind un circuit continu cunoscut sub denumirea de circuitul apei în natură.

Rocile din care este alcătuită scoarţa prezintă o serie de proprietăţi în raport cu apă. Cele mai importante fiind capacitatea de absorbţie , permeabilitatea şi cedarea apei

Dacă capacitatea de absorbţie se referă numai la umiditatea reţinută din vapori de apă prin condensare , poartă denumirea de higroscopicitate .

Permeabilitatea unei roci adică proprietatea ei de a rmite trecerea prin golurile ei a unei anumite cantităţi de fluid depinde de golurile pe care le are (pori, fisuri şi crăpături) , temperatură, vîscozitate şi natura lichidului . Porii, fisurile şi crăpăturile pot fi închise sau deschise , cînd comunică sau nu între ele. In general rocile afînate au porozitate mare , iar cele compacte porozitate mică şi fisuri.

Din acest punct de vedere distingem roci permeabile şi impermeabile, sau roci acvifere şi acviclude,

Permiabilitatea unei roci se poate referi la un volum mic de rocă în care caz poartă denumirea de micropermeabilitate şi la un volum mare , în care caz poartă denumirea de macropermeabilitate . Aceste două permeabilităţi diferă între ele datorită discontinuităţilor din rocă.

Cedarea apei este proprietatea unei roci de a ceda apa prin forţa gravitaţională . Cantitatea de apă cedată este mai mică decît cantitatea totală de apă conţinută în rocă, Raportul dintre această cantitate de apă şi volumul de rocă este denumit coeficient de cedare,iar apa ce a rămas în rocă coeficient de re-

ţinere. Cantitatea de apă cedată depinde de natura rocii ,porozitatea ei şi de timp.

Cantitatea de apă pătrunsă în scoarţă este influenţată în principal de următorii factori : meteorologici, morfologici , geologici şi biologici.

Factorii meteorologici sînt: cantitatea totală , durata, intensitatea şi calitatea precipitaţiilor atmosferice, temperatura aerului şi a solului şi starea higrometrică a aerului.

Factorii morfologici sînt: panta şi forma de relief.

Cei mai importanţi factori geologici sînt: gradul de permeabilitate al rocilor, tipul de permeabilitate.

Printre factorii biologici se numără influenţa directă şi indirectă a vegetaţiei şi a omului.

Vegetaţia influenţează în mod diferit infiltraţiile de apă în sol în funcţie de climă , de densitatea şi calitatea plantelor respective.

Clasificarea apelor subterane ne permite să precizăm diferitele caracteristice ale acestora.

După genezâ apele subterane se pot clasifica în exogene şi endogene.

Funcţie de aşezarea lor în scoarţă ele pot fi clasificate în: apele păturii superficiale , (apa din sol , din zona de tranziţie în curs de infiltrare , apele temporare de sezon şi apele capilare) , stratele acvifere (apa din diverse strate permeabile libere sau sub presiune) şi apele tectonice (aflate în crăpături , în goluri subterane carstice sau în filoane).

Ele pot fi de asemenea ape sub presiune şi fără presiune, reci, calde şi fierbinţi şi dulci, sărate şi saramuri.

In fig.I.63 se dă o secţiune prin faţa superioară a scoarţei din care rezultă zonele de saturaţie ale terenului.

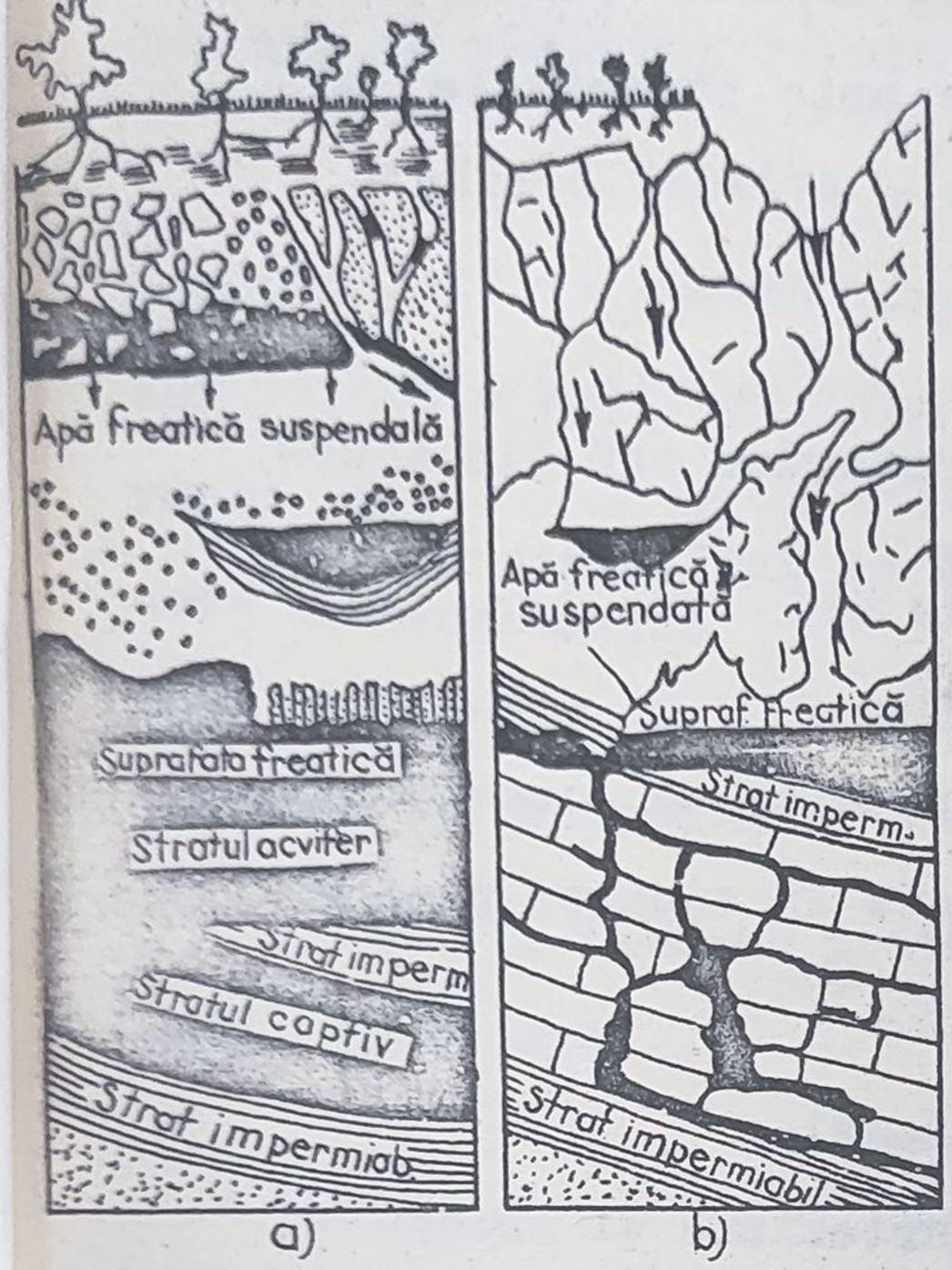


Fig.I.64. Schema apelor subterane
a-permiabilitate prin porozitate; b-permiabilitate prin fisurare.

Separarea zonei de aeraţie de cea de saturaţie se realizează prin nivelul hidrostatic , nivelul freatic sau suprafaţa freatică . Zona sub nivelul hidrostatic poartă denumirea de saturaţie completă şi cealaltă de saturaţie incompletă în care avem apă capilară şi apă moleculară. Zona de aeraţie este cuprinsă între nivelul freatic şi suprafaţa terenului .

Zonele se împart în subzona de evaporaţie , subzona intermediară şi subzona capilară .

Nivelul freatic poate varia atrăgînd după sine şi nivelul apei capilare ,zonă în care are loc variaţia purtînd denumirea de zonă de fluctuaţie.

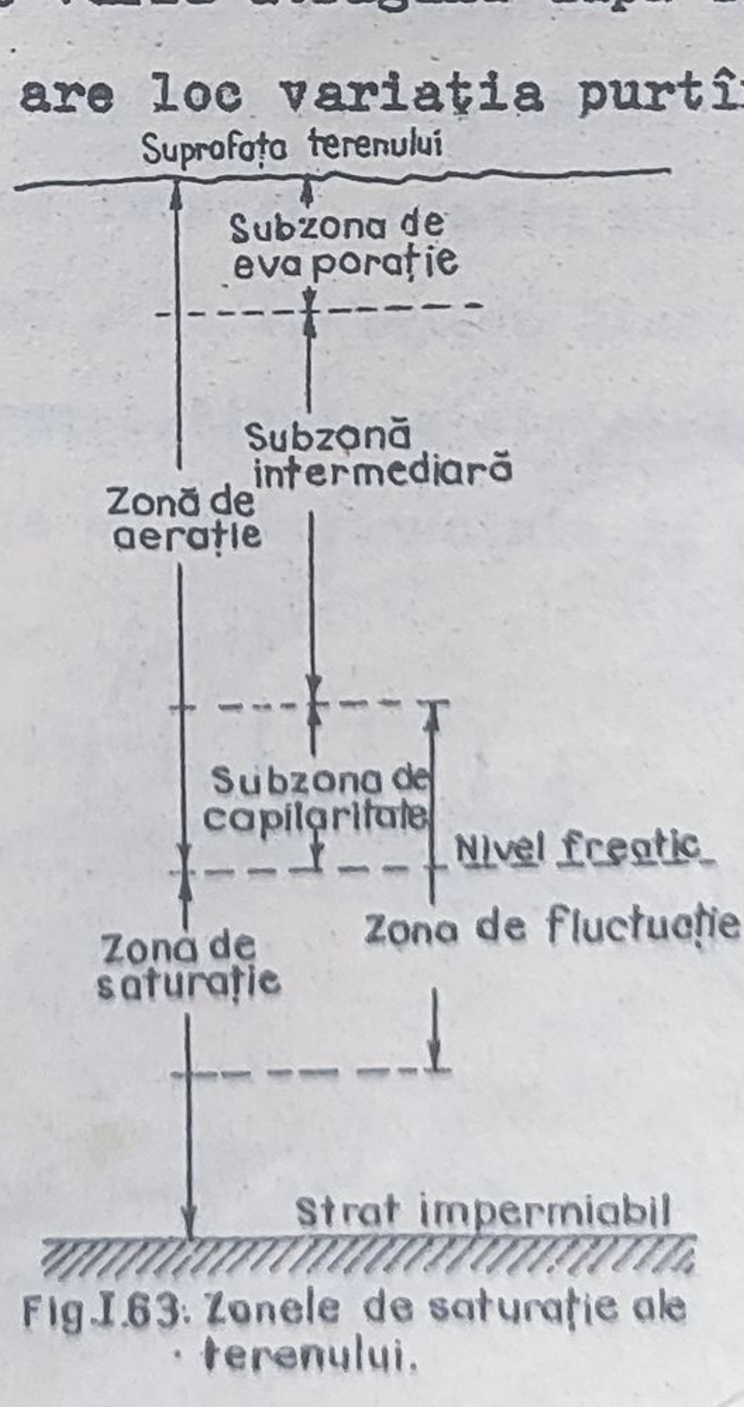


Fig.I.63. Zonele de saturaţie ale terenului.

In fig.I.64 a şi fig.I.64 b se arată schema apelor subterane în roci în care permeabilitatea are loc prin porozitate şi prin fisurare

Strate (pînze) sau pături acvifere

Apa provenită din precipitaţiile atmosferice sau din scurgerile superficiale pătrunde în scoarţă pînă ce întîlneşte un strat impermeabil.

După modul cum stratele de apă subterană ce se acumulează deasupra orizontului impermeabil, sînt aşezate în scoarţa pămîntului se deosebesc:

1. strate libere sau strate de ape freatice
2. Strate captive sau strate de apă arteziene şi ascendente
3. strate de apă veterică (fosilă)

Stratul de apă freatică sau stratul freatic , primeşte direct prin infiltraţie , cantitatea de apă , pe toată suprafaţa sa. El poate să apară la un profil geologic cu mai multe strate impermeabile la diferite nivele. Stratul superior se alimentează din precipitaţii pe toată suprafaţa sa . Celelalte au tot nivel liber dar nu sînt alimentate pe toată suprafaţa de precipitaţii, putînd fi alimentate şi din cursurile de apă superficiale (fig.I.65).

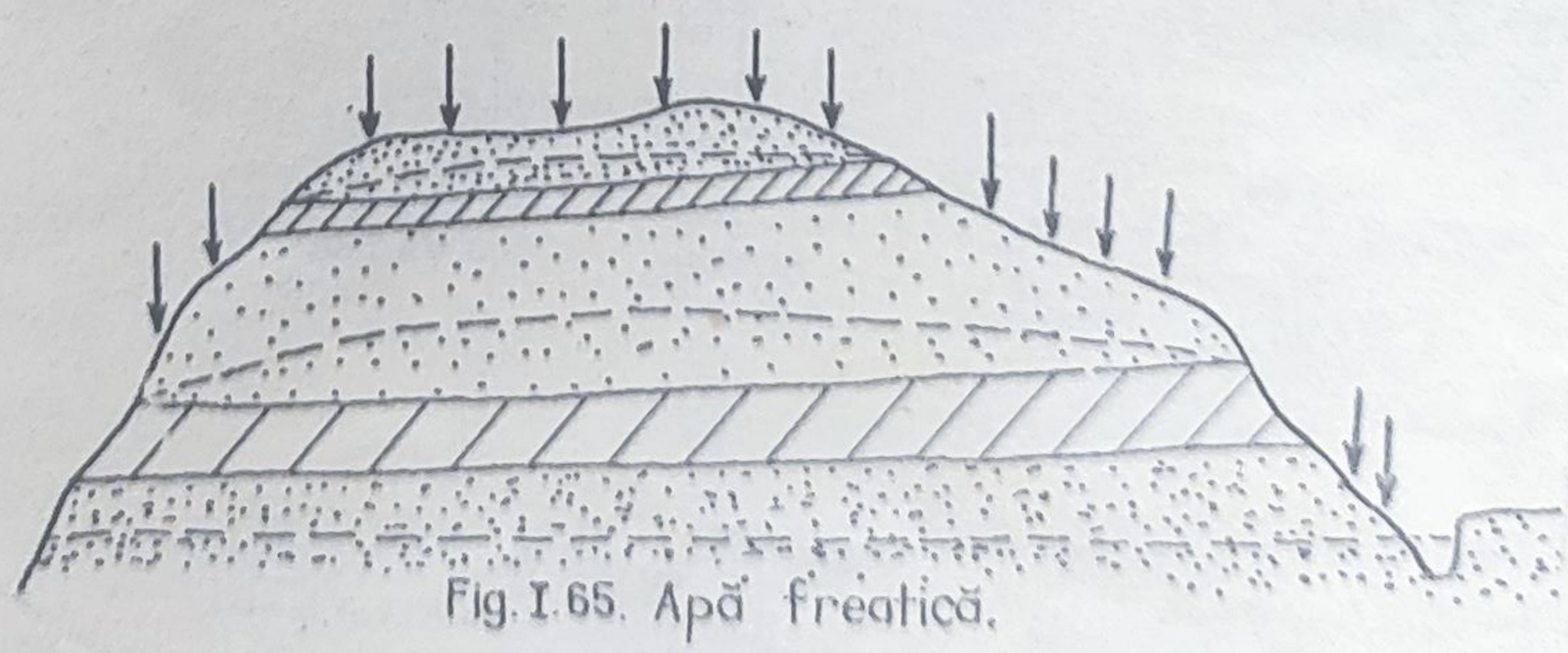


Fig. I.65. Apă freatică.

Apa freatică este condiţionată cantitativ de precipitaţii dar are un caracter permanent.

Stratele captive , sînt cuprinse între două strate impermeabile , şi se găsesc sub o anumită presiune . Ele se găsesc sub stratele acvifere freatice , în formaţiuni geologice mai vechi .Din cauză că se află mai mult timp în scoarţă au o oarecare mineralizaţie Ele au un debit destul de mare şi constant care nu depinde de fluctuaţia precipitaţiilor atmosferice din regiunea de alimentare.

In fig.I.66 se arată corelarea straturilor de apă menţionate, în scoarţă.

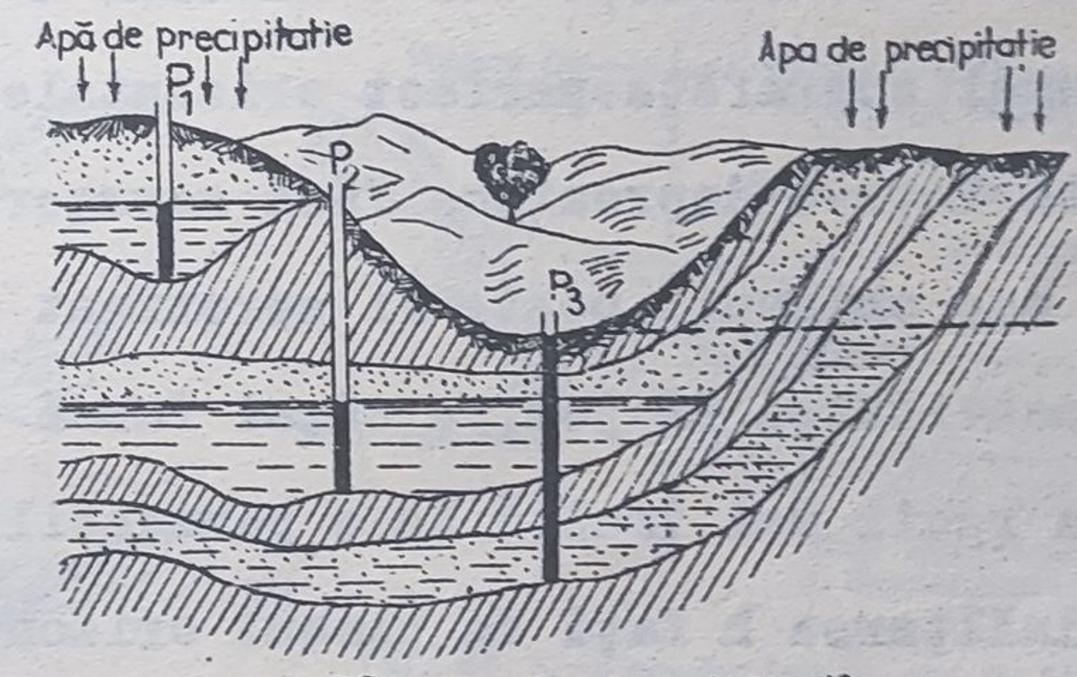


Fig.I.66. Succesiune de straturi acvifere:
P_1 — puţ în strat liber, de tipul I; P_2 — puţ în strat liber de tipul II
P_3 — puţ în strat artezian (sub presiune).

Elementele caracteristice ale unui <u>strat acvifer</u> , fie liber fie captiv sînt:

- natura stratului acvifer
- domeniul de alimentare
- alura stratului acvifer
- debitul stratului acvifer
- calitatea apei.

Prin <u>natura stratului</u> acvifer se înţelege structura sa geologică , compoziţia lui mineralogică şi granulometrică .Un

element important sînt nivelurile impermeabile. La straturile captive un interes deosebit prezintă determinarea întregului bazin , ce se extinde pe suprafeţe uneori foarte mari.

Domeniul de alimentare interesează pentru a asigura condiţiile sanitare în aceste zone, în scopul evitării infectării apei . Stratele captive pot ieşi la suprafaţă printr-un strat acvifer permeabil, zona purtînd denumirea de domeniu de descărcare .

Alura stratului acvifer necesită determinarea curbelor de nivel ale fundului şi ale suprafeţei sale , adică oglinda apei. Prin aceasta se stabileşte adîncimea la care se găseşte apa subterană în stratul cercetat. . Nivelul stratului acvifer nu corespunde unei suprafeţe perfect orizontale decît atunci cînd e acumulată într-o depresiune fără scurgere a stratului impermeabil . In mod obişnuit poate fi aproximat cu o suprafaţă parabolică cu concavitatea în jos, a cărei formă este funcţie de permeabilitatea rocii mai înaltă la o permeabilitate redusă şi invers . Supraînălţarea h faţă de planul orizontal corespunde presiunii necesare pentru a învinge rezistenţa opusă scurgerii.

Suprafaţa limită a echilibrului hidrostatic sau nivelul hidrostatic (nivel static al curentului subteran) este locul geometric al punctelor unde există un echilibru între presiunea datorită înălţimii apei şi rezistenţa la filtraţie a terenului.

Pentru un strat de apă arteziană se va determina în plus presiunea apei în diverse puncte , cum şi sarcina piezometrică (înălţimea la care se ridică apa într-un tub fixat într-o gaură forată în stratul superior impermeabil). Aceste suprafeţe pot fi reprezentate prin curbe de nivel care la apele freatice se numesc hidroizohipse , iar la cele arteziene (nivelurile ascendente) hidroizopieze.

Cu toate că nivelul hidrostatic al stratelor acvifere freatice este variabil, există un nivel sub care roca rămîne permanent îmbibată în apă şi care poartă denumirea de <u>nivel hidrostatic permanant</u>.

Debitul stratului acvifer este cantitatea de apă pe care acest strat o poate da la un moment dat în unitatea de timp.

Stratele acvifere libere pot fi:

- Strate acvifere ale şesurilor aluviale (fig.1.67
- Strate acvifere în conurile de dejecţie (fig.I.68)
- Strate acvifere în roci compacte .(fig.I.69)

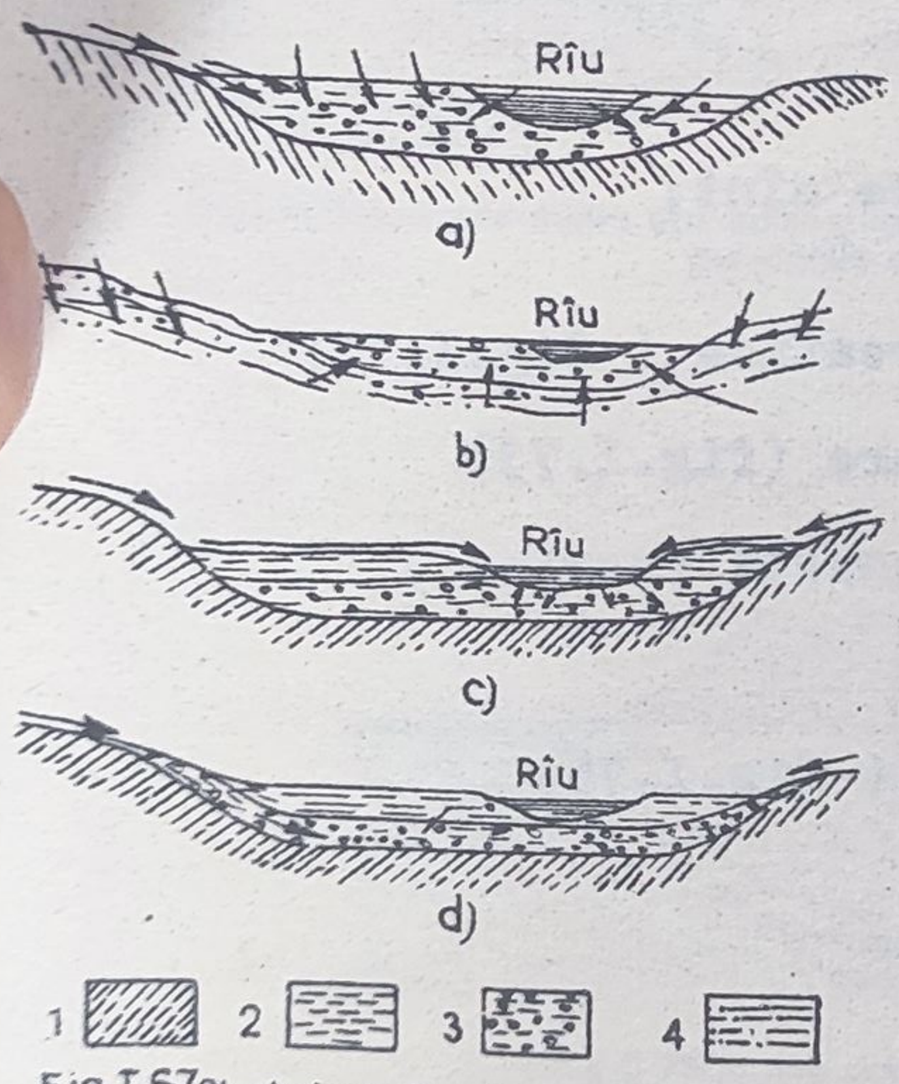


Fig.I.67 Straturi acvifere în şesuri aluviale:
1 şi 2 — roci impermiabile; 3 şi 4 — roci permiabile. Săgeţile indică drumul urmat de apă; a — şes aluvial din material permiabil, aşezat peste un substrat impermiabil; b — şes aluvial permiabil, peste substrat permiabil; c — şes aluvial, format la partea superioară din mîl impermiabil, la partea inferioară din roci permiabile, stînd pe un substrat impermiabil; d — şes aluvial, în partea inferioară permiabil, continuîndu-se pe maluri prin grohotiş de pantă.

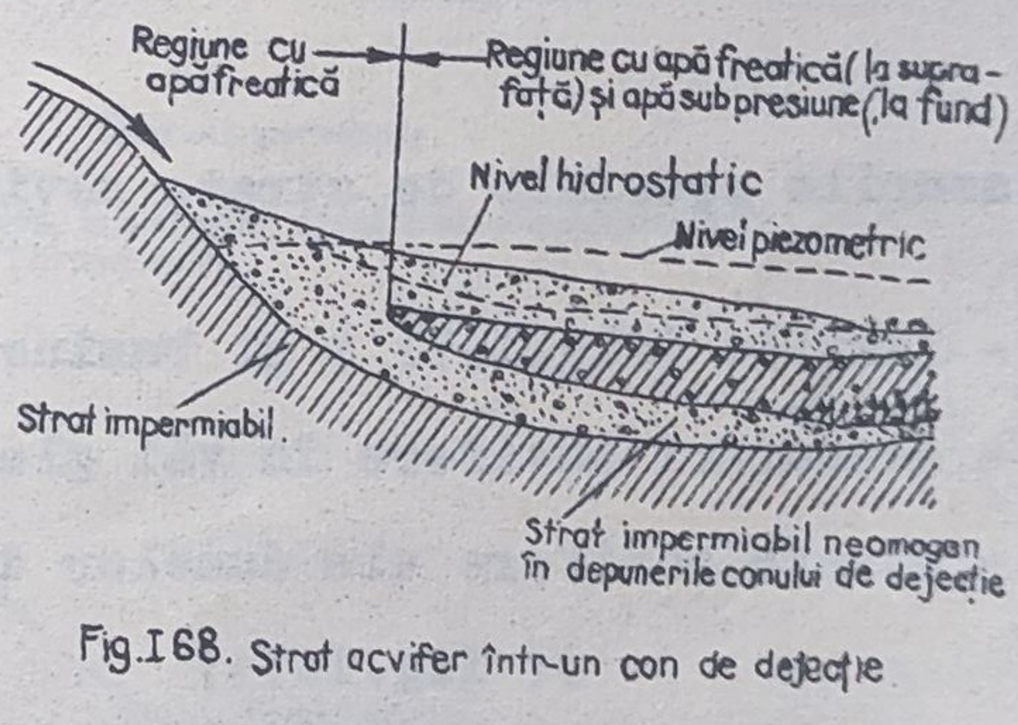


Fig.I.68. Strat acvifer într-un con de dejecţie

Fig.I.69 Straturi acvifere în roci compacte:
a — într-un granit diaclazat şi alterat la suprafaţă; b — într-un calcar fisurat.

Stratele acvifere captive sînt date în figura (fig.I.7c)

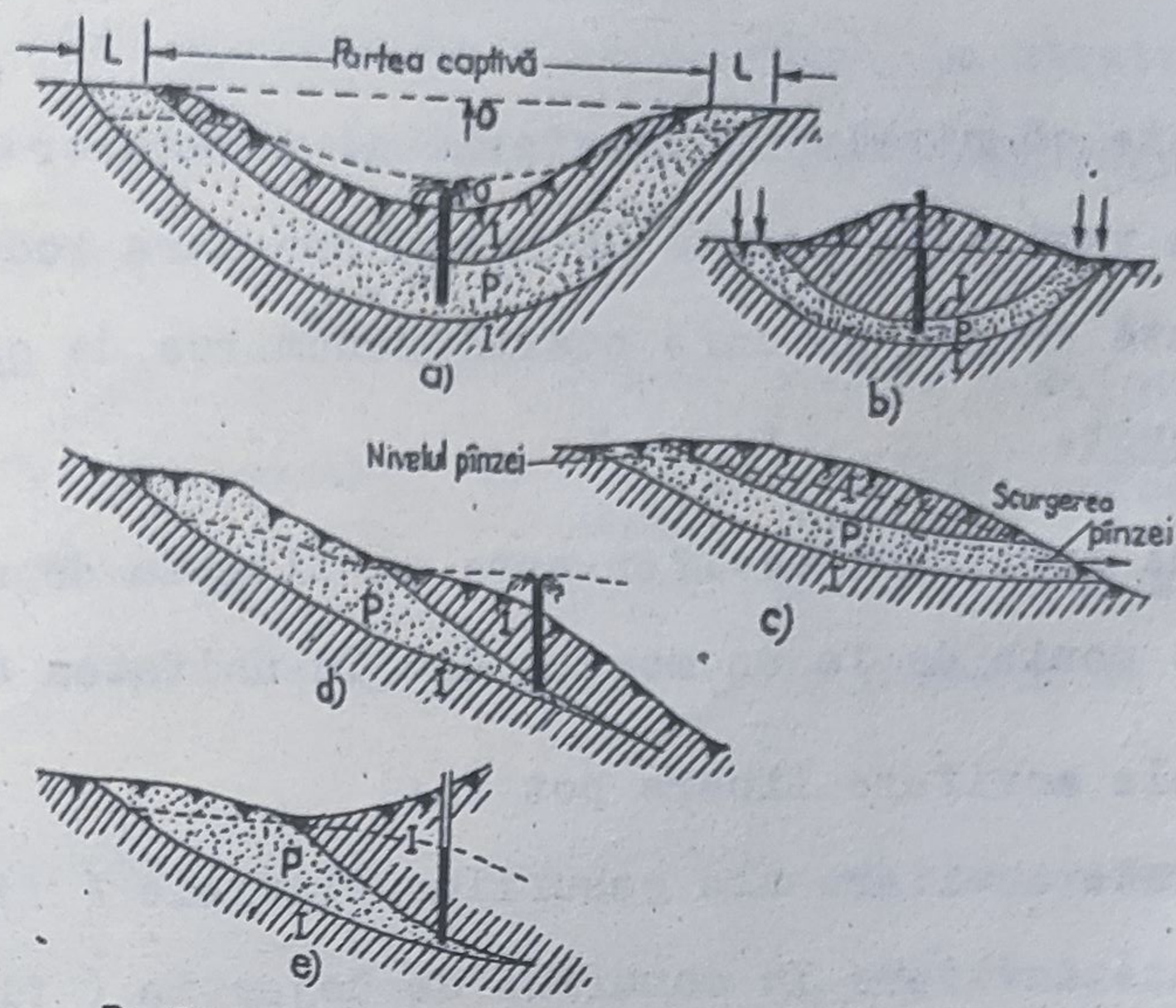


Fig.I.70 Straturi acvifere captive(ascensionale şi arteziene):
L — partea liberă, alimentare de afloriment; I — roci impermiabile; P — permiabile; a — fîntînă arteziană (fîşnitoare) în fund de covată; b — fîntînă cu apă ascensională (nefîşnitoare) în fund de covată; c — Strat acvifer captiv cu descărcare naturală: d — arteziană, într-un strat (în unghi) sau laminat; e — ascensională în strat discontinuu (în unghi)

Cazurile speciale de strate acvifere sînt:

- lentile (fig.I.71) şi bazine freatice (fig.I.72)
- acumulări acvifere în văi glaciare (fig.I.73)
- strate acvifere ale dunelor de coastă (marine)
)(fig.I.74)
- strate acvifere ale insulelor (fig.I.75)

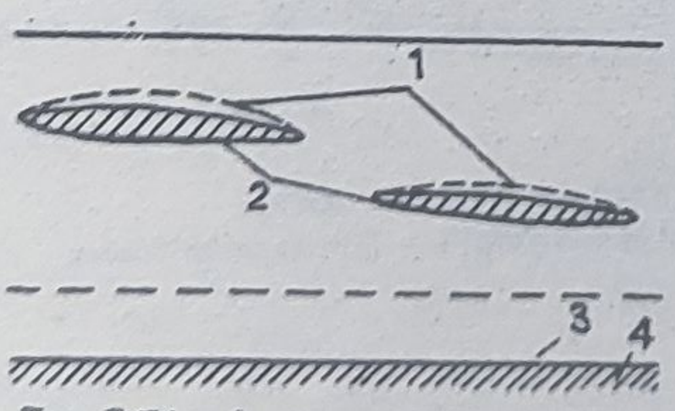


Fig. I.71. Apă vadoasă.

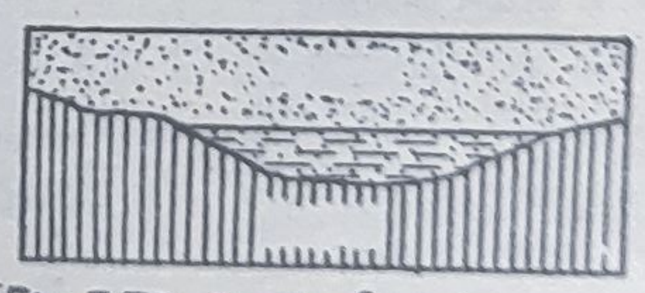


Fig.I.72. Bazin freatic

Fig.I.73.Acumulări acvifere în văi glaciare:
S–S – nivelul hidrostatic al apelor mici; S'–S' – nivelul hidrostatic al apelor mari.

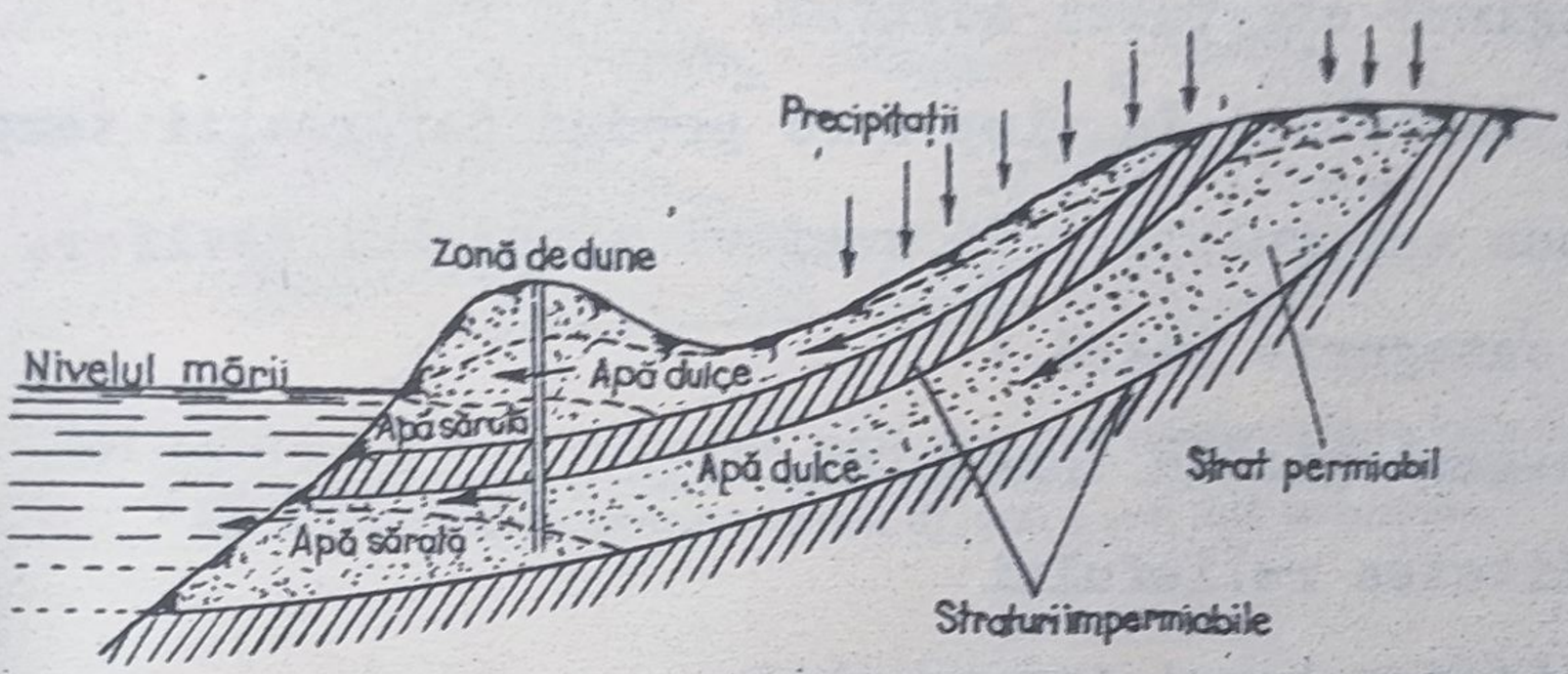


Fig.I.74.Raporturile dintre apa dulce şi apa sărată, în nisipurile dunelor marine şi în straturile permiabile de pe ţărmul mării.

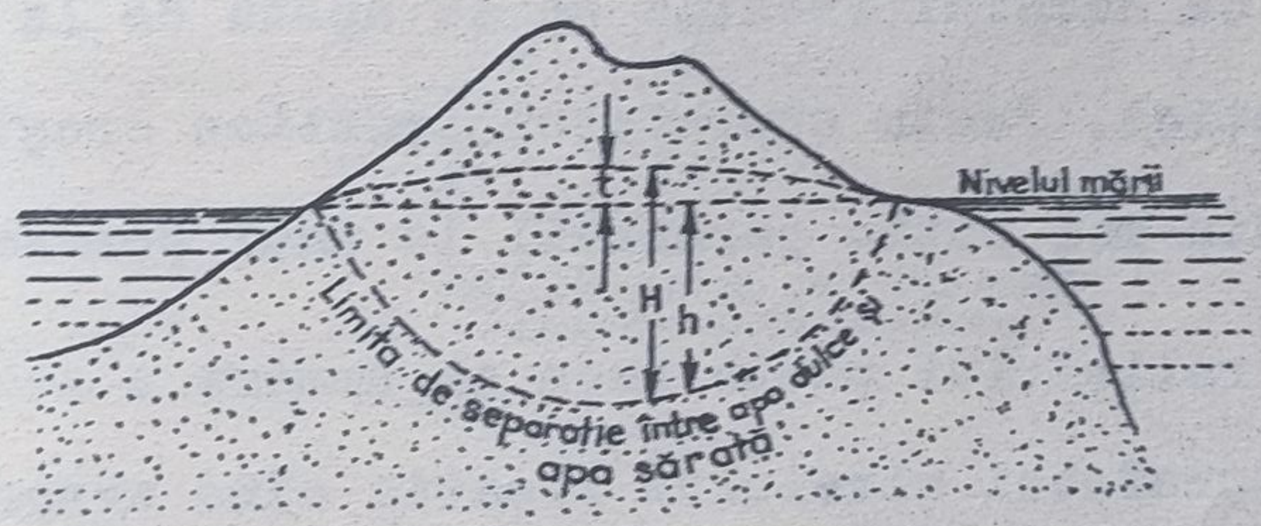


Fig.I.75.Pătura acviferă într-o insulă

Nivelul hidrostatic permanent al apelor freatice , urmăreşte în general relieful scoarţei . Suprafaţa limitată a echilibrului hidrostatic al apelor freatice , nu este însă paralelă cu relieful ei este totdeauna mai atenuată , în special dacă terenul este mai permeabil şi zoha acviferă este mai adîncă. Intr-un teren fisurat în mod regulat , forma suprafeţei stratului

acvifer este mai puţin bombată (paralelă) din cauză că rezistenţa la trecerea apei prin fisuri este mai mică decît la trecerea prin pori.

Factorii care influenţează regimul unui strat freatic şi care se manifestă în modificarea formei teoretice a suprafeţei piezometrice şi în variaţiile nivelului hidrostatic sînt:

- factori invariabili în timp , care produc deformaţii permanente în regimul stratului acvifer.
- factori variabili în timp care produc deformaţii temporare periodice sau neregulate , în regimul stratului acvifer.

In prima categorie intră :

- natura geologică a terenului
- inegalitatea reliefului
- inegalitatea bazei impermeabile
- vegetaţia

Natura geologică a terenului poate influenţa prin neomogenitatea ei care face ca nivelul freatic să se abată de la suprafaţa parabolică teoretică. Panta suprafeţei freatice creşte cînd se trece de la un mediu mai puţin permeabil la unul permeabil .

Inegalitatea reliefului poate avea ca urmare o scădere în locul coborît a suprafeţei nivelului freatic cînd evaporaţia este puternică sau apariţia unor izvoare cînd evaporaţia nu este prea intensă.(fig.I-76)

Inegalitatea bazei impermeabile influenţează în acelaşi sens cu denivelările ei.(fig.I.77)

Vegetaţia produce o scădere a nivelului care depinde de adîncimea rădăcinilor plantelor care o alcătuesc.

Filoanele eruptive , acţionează ca nişte baraje (fig. I.78)

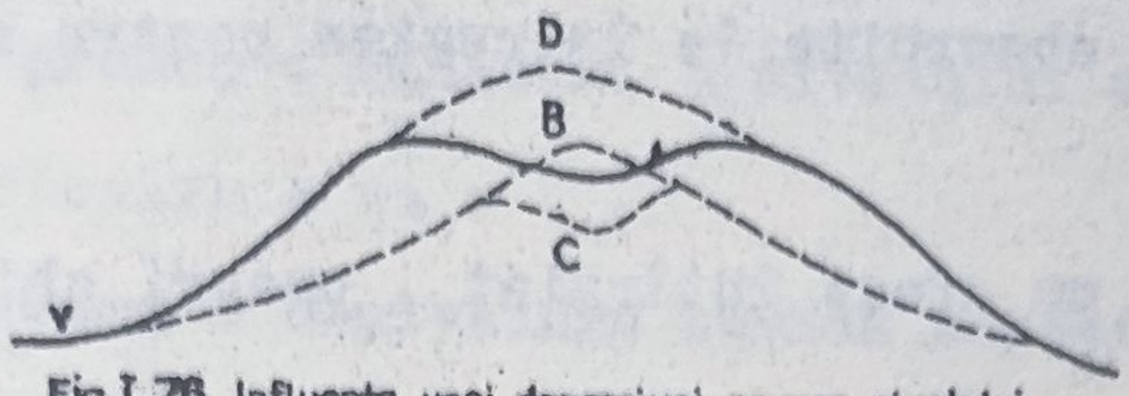


Fig.I.76. Influenta unei depresiuni asupra nivelului hidrostatic

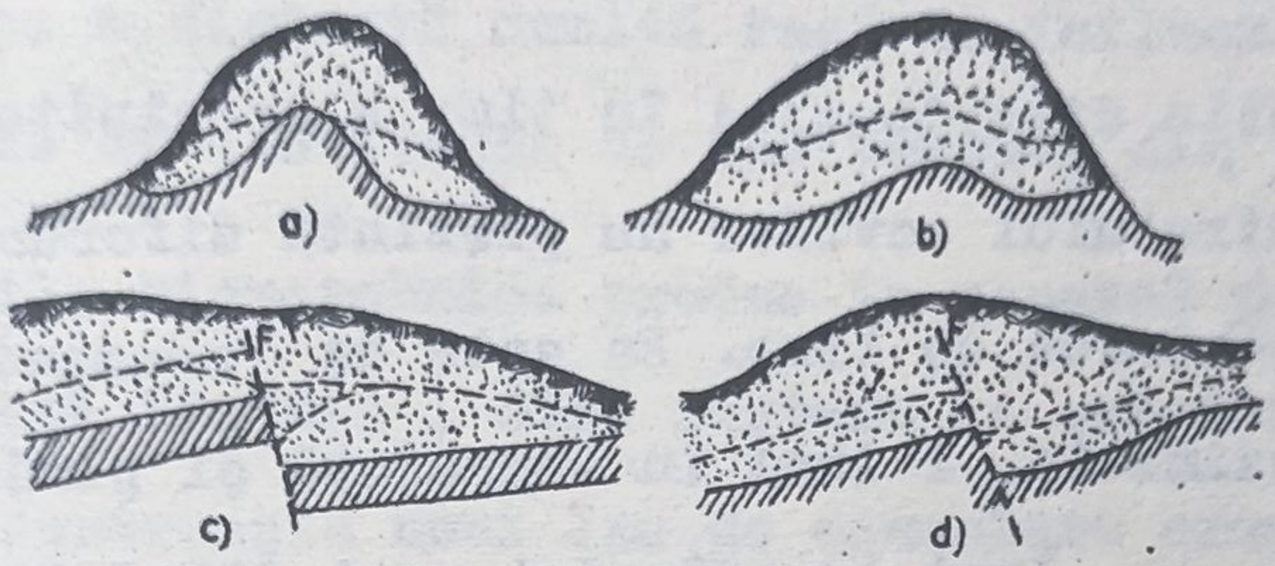


Fig I.77.a) Influenta stratului impermiabil, avînd alura unei ridicaturi de teren, foarte evazată; b) idem, stratul acvifer urmăreşte mai atenuat stratul impermiabil; c) influenţa unei falii drenante asupra stratului acvifer; d) idem a unei falii nedrenante.

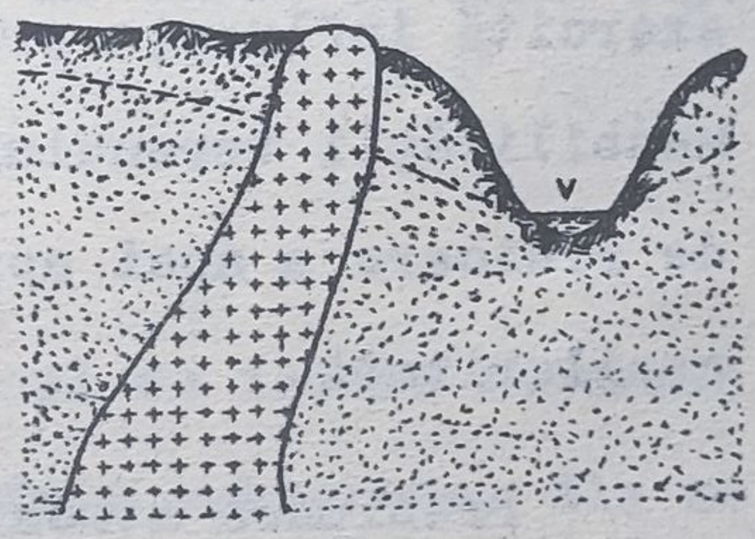


Fig.I.78. Influenta unui filon eruptiv asupra nivelului hidrostatic.

Factorii variabili pot fi naturali sau artificiali .

In factorii naturali se cuprind :

- precipitaţiile atmosferice
- temperatura şi evaporaţia
- presiunea atmosferică
- rîurile

Influenţa precipitaţiilor atmosferice poate avea mai multe aspecte şi anume :

- ele pot să nu aibe nici o influenţă asupra nivelului freatic dacă au fost absorbite în întregime pentru saturarea zonei de aeraţie .

- pot produce un efect întîrziat , uneori chiar peste 3-6 luni

- produce un efect în altă regiune

- influenţează direct stratul acvifer

Faţă de variaţia distribuţiei în timp a precipitaţiilor , variaţia înălţimii stratului acvifer nu prezintă diferenţe aşa mari în diferitele perioade de timp. Ea este de asemenea decalată în timp cu aproximativ 1 lună în suprafaţă şi pînă la 6 luni la adîncimi mari fiind funcţie şi de condiţiile de pătrundere (fih.I.79)

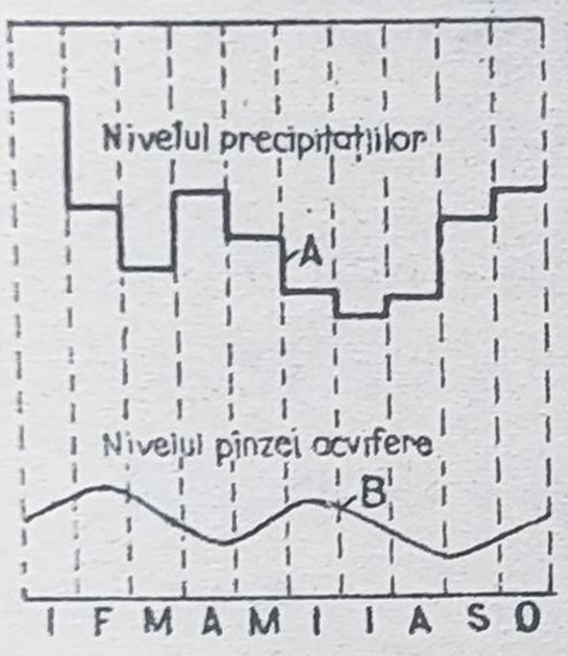


Fig.I.79 A — curba precipitatiilor atmosferice (media lunară, în mm); B — curba înălţimii stratului acvifer, măsurată în acelaşi sondaj.

Temperatura şi evaporaţia îşi exercită influenţa prin intermediul permeabilităţii terenului şi capacitatea de ridicare a apei spre suprafaţă prin capilaritate.

Presiunea atmosferică influenţează prin presiunea vaporilor saturaţi care condiţionează intensitatea evaporaţiei .

Rîurile influenţează prin aportul de apă pe care-l dau prin infiltraţie şi prin variaţia nivelului lor , un rol important jucînd aici structura geologică a regiunii, permeabilitatea terenului şi condiţiile atmosferice .

Dintre factorii artificiali fac parte

- irigaţiile
- drenajele
- puţurile
- lucrările hidrotehnice .

Irigaţiile produc o ridicare a nivelului stratului acvifer iar drenajele o coborîre a sa .

Puţurile produc o denivelare numită suprafaţă de depresiune. Ea în secţiune verticală , ne dă o curbă de depresiune , cu cota cea mai joasă în dreptul puţului şi extinzîndu-se lateral axei puţului pe o distanţă numită rază de influenţă .Denivelarea produsă depinde de cantitatea de apă pompată din puţ.

Lucrările hidrotehnice produc în general perturbări ale nivelului de apă freatic , dînd naştere la creşterea sau scăderea sa (la construcţia unui lac de acumulare creşte, iar la construcţia unui canal poate să scadă, dacă anterior nivelul era mai ridicat).

Circulaţia apei în teren se face după legile hidraulicei subterane.

Izvoare

Izvorul este locul de ieşire naturală la suprafaţă, a apei din stratele acvifere subterane. Ele se formează acolo unde condiţiile geologice, geomorfologice şi hidrogeologice se îmbină în modul cel mai favorabil . De obicei, ele apar la contactul dintre cele două strate cu permeabilitate diferită, sau în zonele cu fenomene tectonice .

De cele mai multe ori se formează linii sau zone de izvoare.

Izvoarele se pot clasifica după mai multe criterii:

- după utilizarea naturală
- după temperatură
- după debit
- după permanenţă
- din punct de vedere geologic .

După utilizare distingem izvoare ordinare (cu un conţinut normal de săruri) , termale cu o temperatură peste 20°) şi izvoare minerale.

După temperatură ele pot fi reci, calde şi fierbinţi.

După debit izvoarele se împart în izvoare de diferite grade , cele cu debitul peste 1o m^3/s fiind izvoare de gradul I.

După permanenţa lor exprimată prin indicele de variabilitate ($R = \frac{\text{debitul maxim}}{\text{debitul minim}}$) ele pot fi continue (perene), semiperene şi temporare . Cele temporare la rîndul lor pot fi periodice , neregulate şi efemere.

Din punct de vedere geologic ele pot fi descendente (cînd pînă la ieşire coboară) şi ascendente (în prima parte drumul este descendent şi pe urmă ascendent).

O clasificare mai raţională împarte izvoarele pe baza caracterelor geologice şi hidrodinamice .

Astfel ele se împart în izvoare din zona de aeraţie, situate deasupra nivelului apelor freatice, şi cu un regim foarte variat , şi în izvoare de ape freatice.

Izvoarele de ape freatice se pot împărţi în izvoare de emergenţă sau de eroziune (fig.I.8o) , izvoare de prea plin (fig.I.81) , izvoare de baraj (fig.I.82), şi izvoare de contact (fig.I.83).

Fig.I.80. Izvoare de emergenţă sau de eroziune:
a — izvor în fund de vale (de talveg), în terenuri poroase; b — izvor de pantă; c — izvor de terase; d — izvor în fund de vale, în terenuri fisurate.

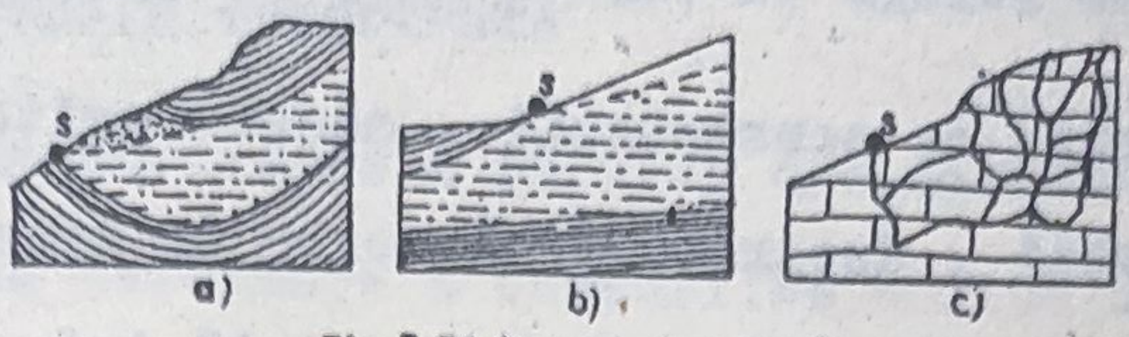


Fig. I.81. Izvoare de preaplin:
a – izvor de sinclinal; b – izvor de aluviune; c – izvor carstic.

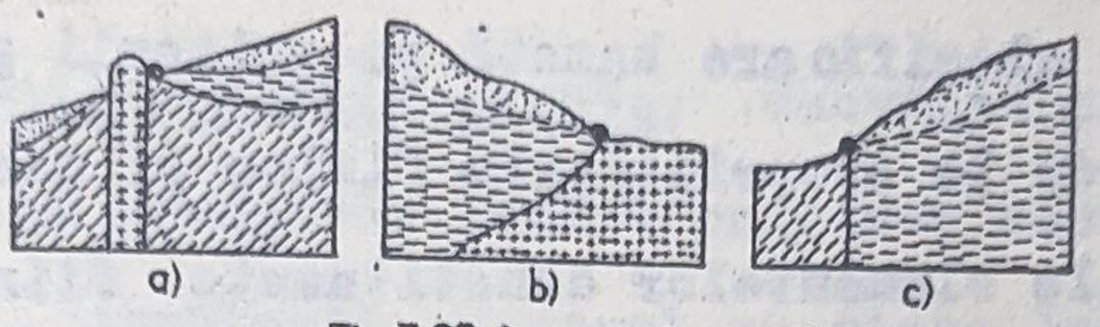


Fig. I.82. Izvoare de baraj:
a – izvor de filon; b – izvor de masiv eruptiv; c – izvor de falie

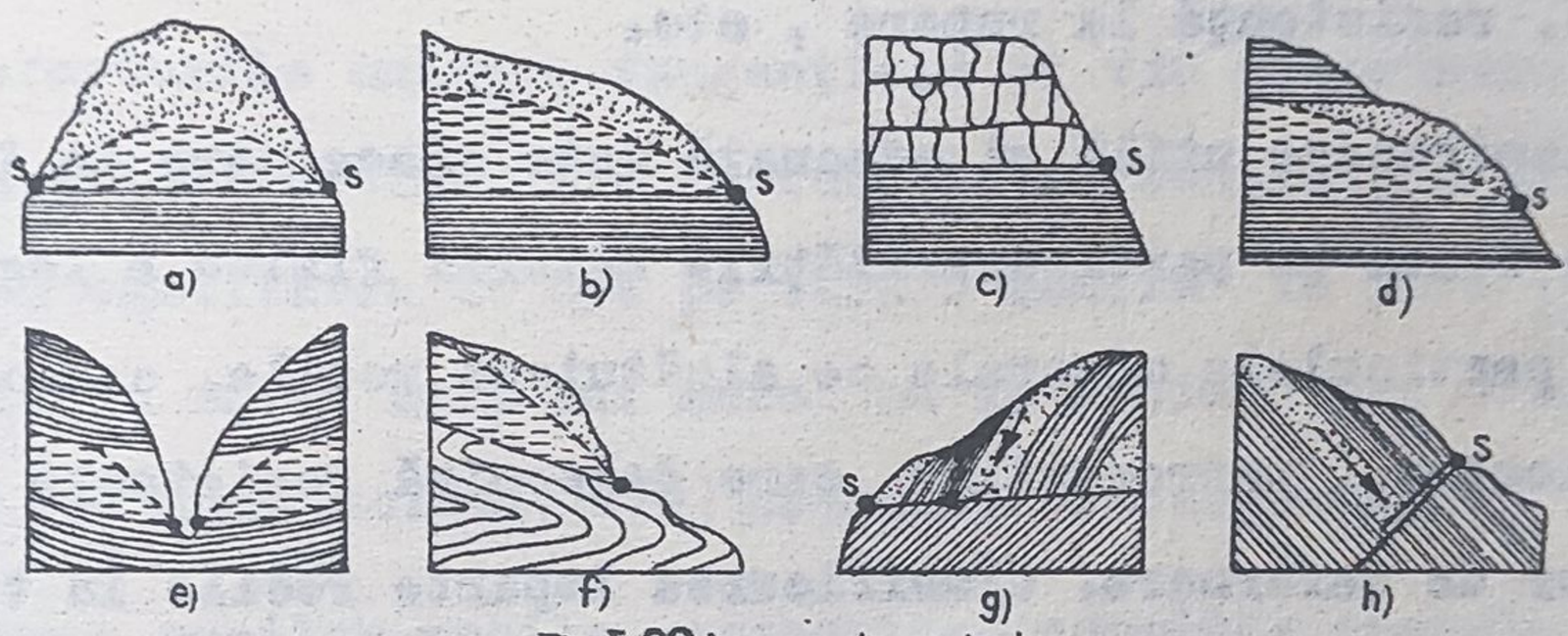


Fig. I.83. Izvoare de contact:
a, b, c, d – izvoare de strat impermiabil; e – izvoare de sinclinal; f – izvor de discordanță; g și h – izvoare în terenuri poroase.

Izvoarele de contact pot apărea în zone aluvionare vechi şi la baza grohotişurilor , a conurilor de dejecţie , a morenelor şi a alunecărilor de teren . Alte tipuri de izvoare sînt cele arteziene şi subacvatice.

II. Fizica pămînturilor şi rocilor stîncoase

A. Proprietăţile fizice ale rocilor

1. Clasificarea geologică tehnică a rocilor

Rocile din care este alcătuită scoarţa terestră şi care pot servi ca teren de fundaţie şi material de construcţie , pot fi clasificate din mai multe puncte de vedere . Criteriile folo-

site în acest scop se referă la vîrsta lor, la geneză şi altele.

Pentru lucrările de construcţii , aceste criterii însă nu au putut da satisfacţii , deoarece este vorba în primul rînd de comportarea rocilor sub sarcină, adică prezintă interes proprietăţile lor mecanice.

S-a adoptat o clasificare bazată pe criterii geologico - tehnice, ea pornind de la proprietăţile fizice şi mecanice ale rocilor (dimensiunile elementelor constituente fiind un factor care corespunde bine realităţii din punct de vedere practic),de la comportarea lor la acţiunea apei , proprietăţile lor tehnice ca duritate, rezistenţă la rupere , etc.

O clasificare utilă şi adecuată este aceea care ia în considerare felul şi particularităţile naturii fizice a legăturilor dintre particulele minerale ce alcătuiesc rocile, caracteristicile geologice , petrografice care determină rezistenţa lor şi modul lor de deformare. Clasificarea împarte rocile în trei grupe :

- grupa rocilor tari sau stîncoase
- grupa rocilor mobile legate } grupa rocilor moi sau pămînturi
- grupa rocilor mobile nelegate }

Grupa rocilor tari cuprinde roci magmatice , metamorfice şi sedimentare cimentate . Intre granulele minerale ale acestor roci există legături rigide de cristalizare şi cimentare , fie realizate de o peliculă de substanţă de 1 Å grosime, între cristale , fie sub forma unei mase care umple în întregime sau parţial spaţiul dintre granule. In primul caz este vorba de roci cristaline , în al doilea de roci granulare cimentate .

In ambele cazuri coeziunea dintre particulele minerale componente atinge valori importante , dîndu-le o rezistenţă

mare la solicitările exterioare

Legile de deformare a rocilor din această grupă se apropie de legile de deformare a corpurilor solide deformabile. Aceste roci nu sînt permeabile decît în cazul în care au fisuri, pori sau goluri de origine carstică.

Grupa rocilor mobile legate, denumite şi argiloase şi slab coezive , au granulele legate printr-o coeziune de natură hidrocoloidală , combinată eventual cu slabe legături de cimentare.

Caracteristice pentru aceste roci sînt deformaţiile provocate de eforturile unitare tangenţiale şi din comprimare plastică care are loc în timp. Ele în funcţie de compoziţia mineralogică şi de cantitatea de apă pe care o conţin în pori (care reprezintă un volum mult mai mare ca la rocile tari) se pot prezenta sub stare solidă(tare),plastică şi curgătoare.

Grupa rocilor mobile, necoezive, cuprinde granule ce se află într-o atingere reciprocă punctuală pe suprafeţele lor de contact , forţele de coeziune sînt foarte mici , poziţia lor în spaţiu datorîndu-se forţelor de reacţiune din punctele de contact . Deformaţiile de compresiune , depind de deplasarea şi aranjamentul reciproc dintre particulele componente , au în general un caracter ireversibil şi se produc imediat după aplicarea sarcinii exterioare .

Rocile din ultimele două grupe sînt cunoscute sub denumirea de roci moi sau pămînturi.

2. Structura şi textura rocilor

Structura şi textura rocilor stîncoase .

Prin structură se înţelege modul de asociere a mineralelor unei roci , definit prin raporturile de formă ,dimensiune,

mărime şi cristale.

Prin textură se înţelege modul de aşezare în spaţiu a componenţilor minerali din masa rocii respective.

Se deosebesc structuri şi texturi mineralogice , care se referă la cristale ca elemente componente şi structuri şi texturi petrografice care se referă la aranjamentul diferitelor părţi în masa aceleeaşi roci.

<u>Structura mineralogică</u> a rocilor magmatice este determinată de :

- gradul de cristalinitate
- forma cristalelor
- mărimea absolută şi relativă a cristalelor .

După <u>gradul de cristalinitate</u> distingem structuri holocristaline care are cristale bine individualizate , hemicristaline unde numai o parte este bine individualizată şi vitroase , cînd nu sînt individualizate.

După forma cristalelor avem structuri rezultate din cristalizarea izolată şi succesivă a diferitelor minerale şi structuri din cristalizări simultane şi din concreşteri.

După <u>mărimea absolută</u> a cristalelor putem avea o structură fanerocristalină (cristale peste 5 mm) , microcristalină (cristale de la 1 la 5 mm) şi criptocristalină (cristale sub 1 mm) .

După mărimea relativă a cristalelor se deosebesc , structura echigranulară şi structură porfirică.

Forma cristalelor poate fi cu dimensiuni egal dezvoltate după trei direcţii (cristale volumetrice) , dezvoltate mai mult după două direcţii (cristale plate) şi dezvoltate numai

într-o singură direcţie (cristale aciculare).

Textura mineralogică, care reflectă aşezarea mineralelor în spaţiu se datoreşte deplasărilor suferite de cristale în masa de magmă . Deosebim o textură masivă sau neorientată , în care cristalele nu au nici o orientare precisă , o textură paralelă sau fluidală , unde ele sînt orientate după o anumită direcţie şi o textură sferolitică avînd o orientare concentrică a cristalelor.

Structura petrografică , rezultă din modul în care părţile de acelaşi fel ale rocilor alcătuesc zăcămintele respective. Deosebim structuri compacte sau masive şi structuri poroase .

Textura petrografică caracterizează asccierea de părţi de roci de constituţie mineralogică diferită. Se deosebesc texturi rubanate unde există o succesiune de părţi de roci diferite şi o textură concentrică la care succesiunea părţilor de roci diferite este concentrică.

La rocile metamorfice structura şi textura depind de proveniența rocilor preexistente din care s-au format şi de intensitatea procesului de metamorfism.

Ca structuri se depsebesc :

Structura cristalo- blastică , cu cristale bine individualizate , formate pe loc.

Structura cataclastică , cu cristale din roci iniţiale sfărîmate în urma unui dinamo-metamorfism , cu o orientare relativă faţă de direcţia presiunii respective.

In ceea ce priveşte textura la rocile metamorfice se deosebesc :

textura zonară (elementele constitutive sînt dispuse pe zone care se succed pe o direcţie perpendiculară pe

planul de sistuozitate principal, textura granoblastică, cînd mineralele componente nu au nici un fel de orientare, textură lepidoblastică cînd predomină mineralele fibroase. textură rubanată cînd elementele componente sînt dispuse în formă de benzi.

Caracteristica principală a rocilor metamorfice este sistuozitatea lor . Direcţia suprafeţelor de sistuozitate este perpendiculară pe direcţia presiunilor care au produs metamorfismul.

Rocile sedimentare nu au o structură şi o textură în sensul acestor noţiuni ca rocile magmatice şi metamorfice.

Dacă avem în vedere mărimea granulelor , structura poate fi psefitică , psamitică , aleuritică şi pelitică.

Rocile sedimentare sînt caracterizate prin stratificaţie determinate de condiţiile de geneză, deosebindu-se prin forma de stratificaţie (orizontală, oblică, ondulată) şi grosimea stratului (mare , măruntă, fină).

Procesul de diageneză poate da naştere la apariţia cimentului de legătură dintre granulele rocilor clastice (detritice)

Dintre tipurile mai caracteristice de cimenturi se deosebesc (fig.II.1)-cimentul monocristalin (cristale mari care dau aparenţa că granulele sînt înecate în ciment)

- cimentul policristalin (multe cristale mărunte)
- cimentul de creştere (tinde să întregească granulele respective dacă este de aceeaşi compoziţie chimică cu granulele de roci).
- cimentul regenerat fără urme din granulele iniţiale ca cel precedent fără a se mai vedea separaţia granule-ciment.

- cimentul de umplere mecanică a porilor. (cu un material eterogen)
- cimentul de contact

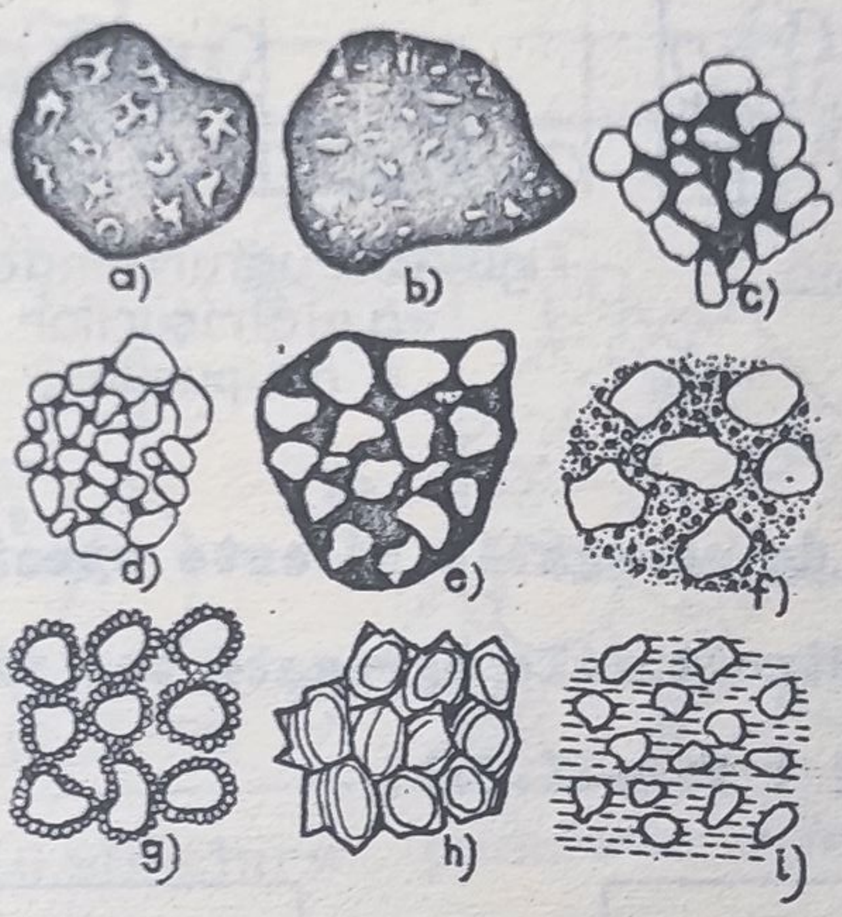


Fig.II.1 Tipuri de cimentație:
a,b - de bază ; c - de pori ; d - de contact; e - de umplutură ; f - cu ciment grăuntos ; g) - de suprafață ;
h - de cristalizare ; i - de creștere.

Structura şi textura pămînturilor

Structura pămînturilor se referă la caracteristicile acestora din punct de vedere al particulelor din care sînt alcătuite şi anume, mărimea , forma , natura suprafeţei acestor particule , aşezarea lor reciprocă izolat sau sub formă de agregate , şi forţele de legătură dintre ele denumite legături structurale.

Distingem astfel structuri granulare specifice granulelor de dimensiuni mai mari (psefite , psamite) , care pot fi afînate sau îndesate,(fig.II.2 a , fig.II.2 b)

Ele sînt specifice rocilor mobile , nelegate (necoezive).

Dacă pămînturile conţin şi particule de dimensiuni mai

mici (aleurite ; pelite), acestea formează agregate de particule,

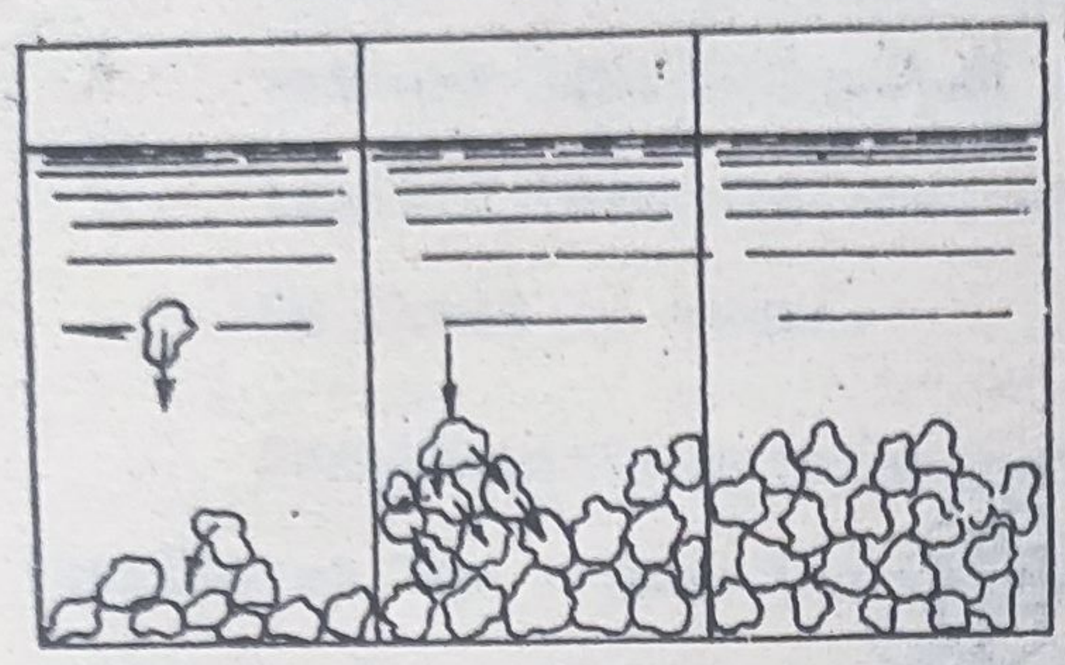


Fig II.2a Structura afînată a pietrişurilor şi nisipurilor

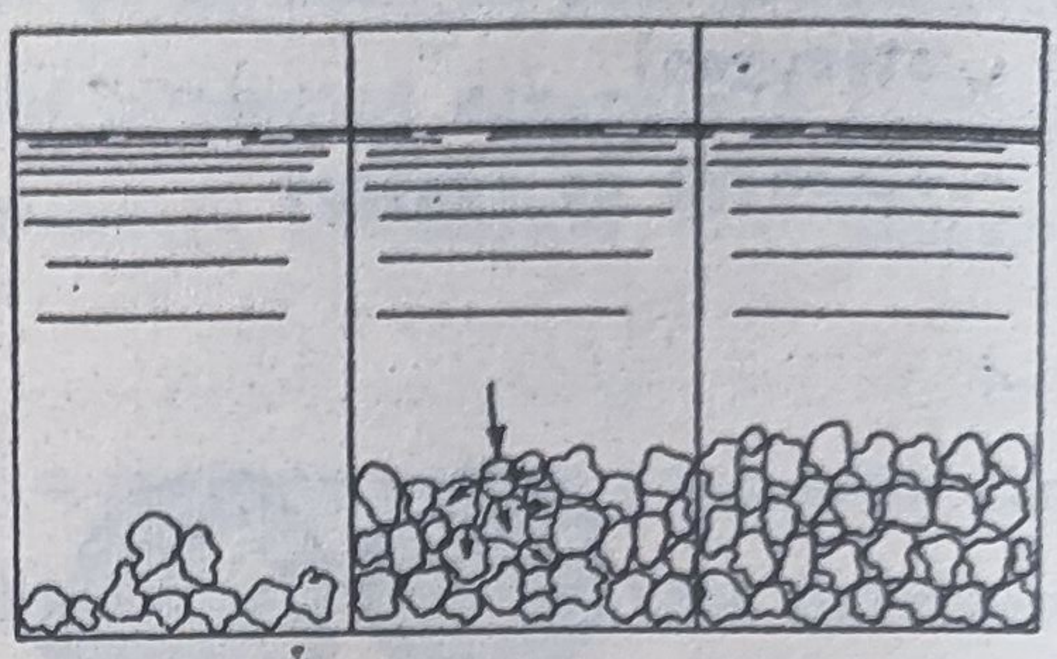


Fig II.2b structura îndesată a pietrişurilor şi nisipurilor.

structura purtînd numele de agregată. Ea este specifică rocilor mobile legate(coezive) . Structurile agregate pot fi celulare sau floculare(fig.II.3 a) (fig.II.3.b) .

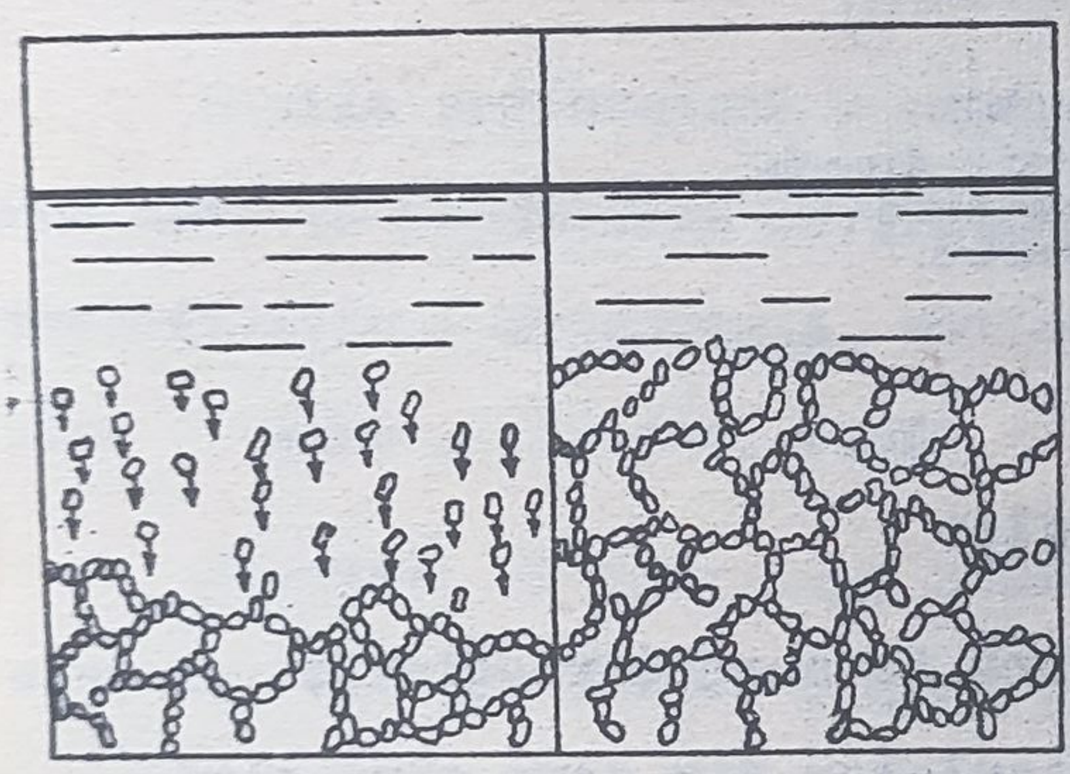


Fig II.3a Structura în fagure(celulară)

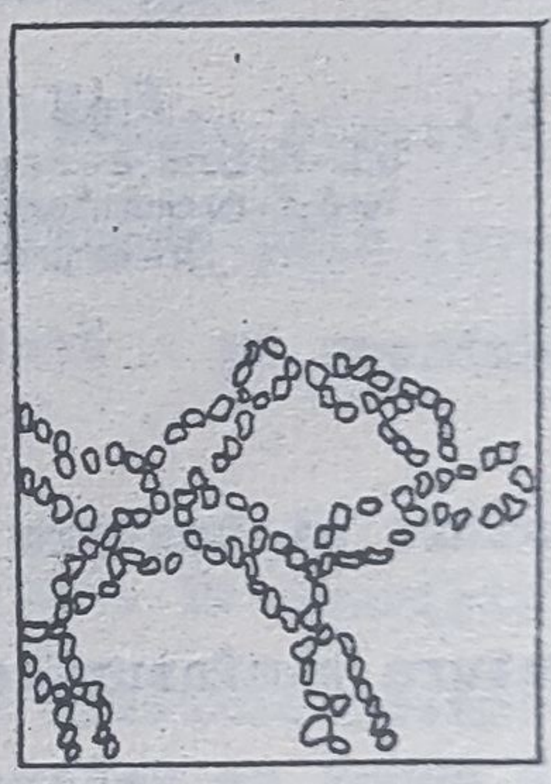


Fig II.3b Structura floculară sau în fulgi

Tipurile de structuri menţionate reprezintă o schematizare a structurilor reale, care sînt combinaţii dintre aceste tipuri. De multe ori în interiorul structurilor agregate se întîlnesc şi granule de dimensiuni mai mari, alcătuite din minerale principale . Ele poartă denumirea de structuri neomogene şi pot fi reprezentate schematic ca în fig.II.4

Textura unui pămînt este dată de caracteristicile sale

determinate de aşezarea reciprocă şi corelaţia diferitelor elemente într-o anumită zonă , fiind reprezentată prin neomogenitatea lui în stratificaţie.

La structurile granulare deosebim următoarele două tipuri de texturi: textură omogenă şi textură porfirică (fig.II.5 a - fig.II.5 b)

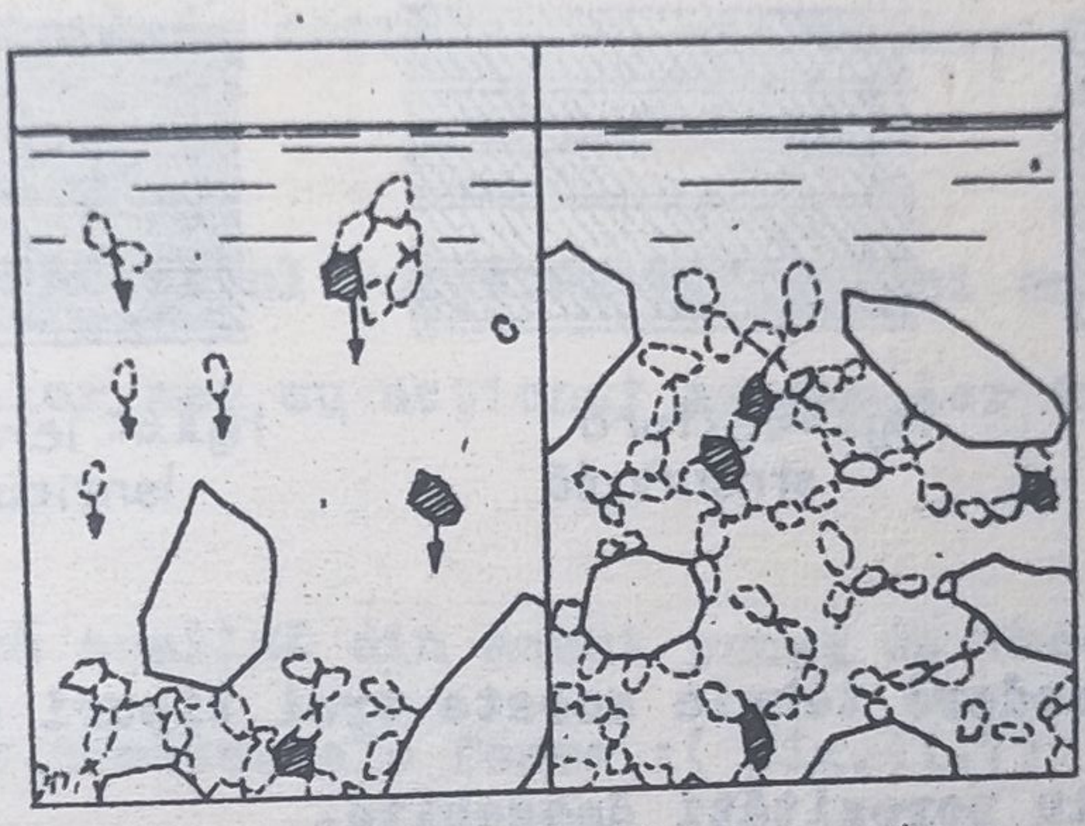


Fig.II.4. Structura pământurilor argiloase

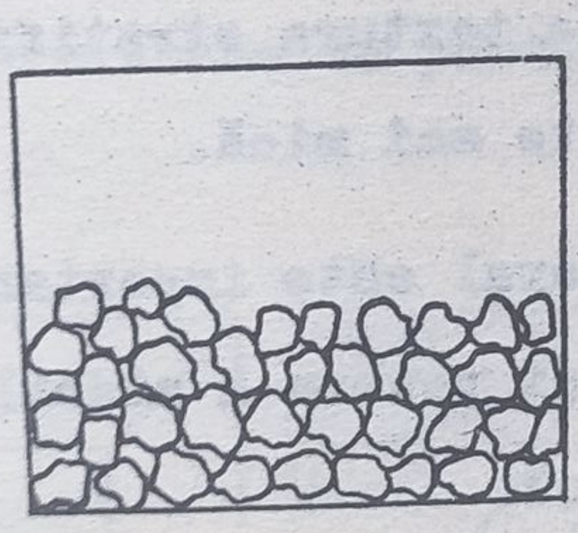


Fig.II.5a Textura omogenă

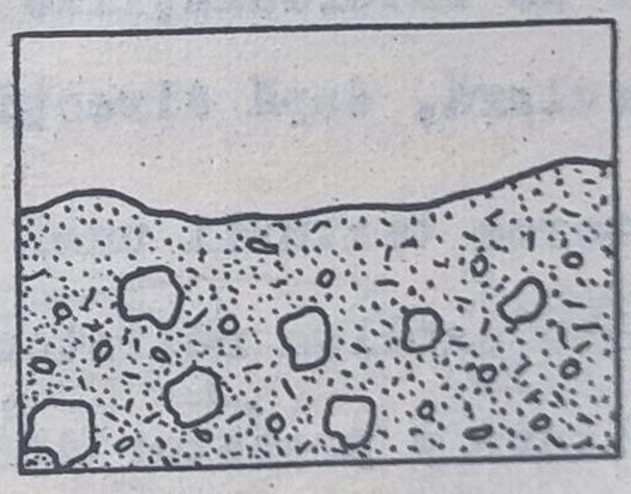


Fig.II.5b Textura porfirică

Din punct de vedere tehnic aceste două texturi se prezintă diferit ca permeabilitate şi rezistenţă, hotărîtoare fiind din acest punct de vedere calitatea şi natura materialului fin pentru textura porfirică .

La pământurile cu granule mai fine putem avea o textură omogenă observată la nisipurile eoliene şi la argilele de formaţie marină de adîncime (fig.II.6 a) o textură stratificată

care se prezintă ca un material necoeziv separat de straie de argilă , ea fiind caracteristică depunerilor aluviale, fluvio -glaciare şi lagunare (fig.II.6.b) şi o textură lenticulară caracteristică depunerilor de deltă sau glaciare. (fig.II.6.c).

Fig.II.6a Textura omogenă

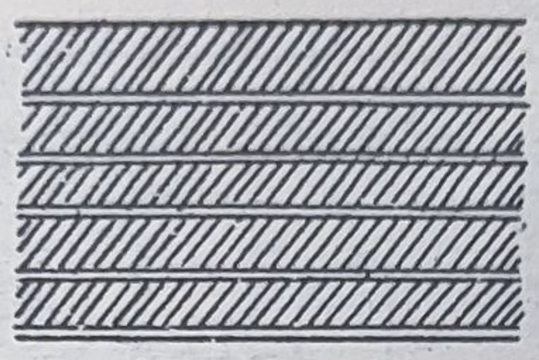


Fig.II.6b Textura stratificată

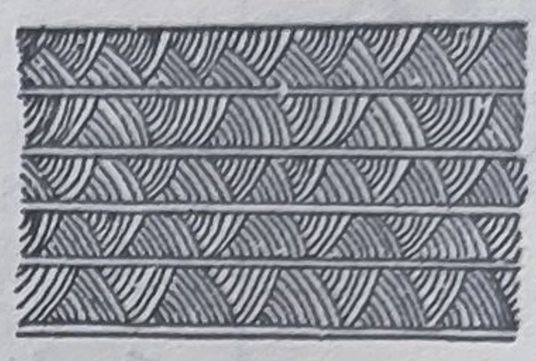


Fig.II.6c Textura lenticulară

Din punct de vedere tehnic aceste trei tipuri de texturi se caracterizează prin porozităţi deosebite.

Astfel permeabilitatea este mai mare la textura omogenă şi scade spre cea lenticulară . Rezistenţa pămîntului este influenţată mult de intercalaţiile de argilă la textura stratificată şi lenticulară, după direcţia cărora este mai mică.

Cunoaşterea texturii unei roci în general este importantă atît pentru a explica rezistenţa ei cît şi pentru a stabili modul de recoltare a probelor din această rocă.

3. Fragmentarea naturală a rocilor.

Fragmentarea naturală a pămînturilor

Atît rocile stîncoase tari cît şi pămînturile pe care le întîlnim în natură nu reprezintă un mediu continu , în care tot volumul ocupat de ele este umplut cu substanţă,ci medii discontinui, separate prin goluri sub formă de pori, fisuri şi crăpături . Acestea divid masivele în fragmente de diferite mărimi .Comportarea masivului la sarcinile exterioare este determinată în mare măsură de dimensiunile fragmentelor , care reflectă gradul de mărunţire al acestor roci care a fost

acceptat ca un criteriu practic pentru caracterizarea lor. Dimen

siunile diferite în care sînt divizate rocile diferite varia- ză de la blocuri pînă la dimensiuni microscopice .Această divizare a rocilor este denumită fragmentare naturală.

Fragmentarea naturală este unul din factorii importanţi care determină modul de comportare al rocilor sub acţiunea solicitărilor exterioare.

Ea este rezultatul forţelor exogene şi endogene care au dat naştere rocilor sau au acţionat asupra lor după formare. (geneză).

La o primă analiză din acest punct de vedere , rocile se pot prezenta sub următoarele forme :(fig.II.7)

- monolite
- blocuri legate
- blocuri joantive
- sisteme de particule

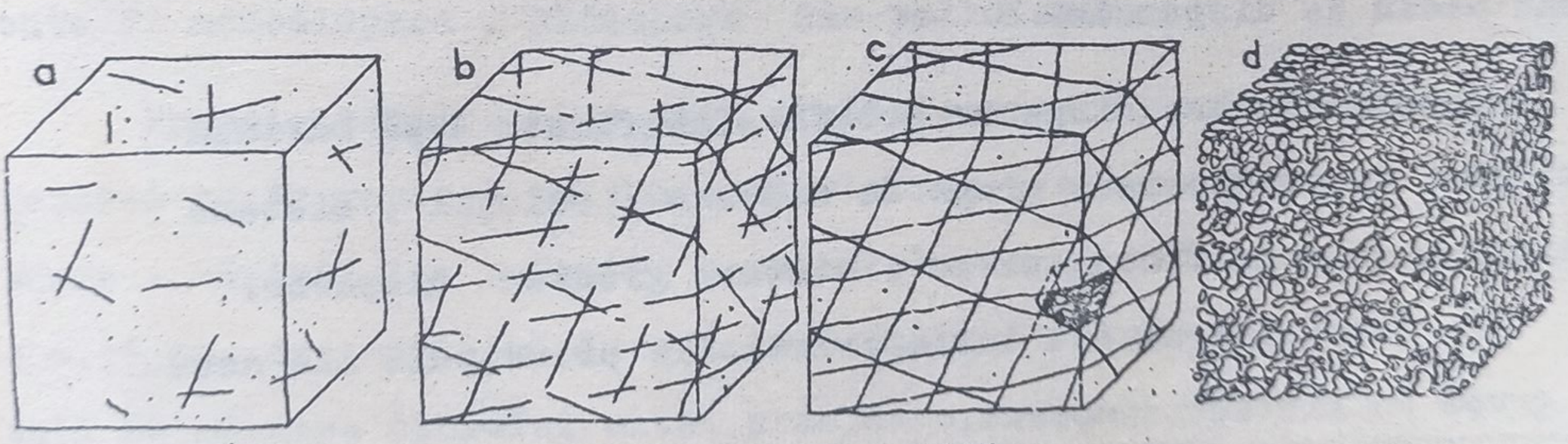


Fig.II.7. Clasificarea rocilor propusă de Müller:
a- monolile ; b – blocuri legate; c-blocuri joantive; d- sistem de particule.

<u>Blocurile monolite şi legate</u> au drept corespondent fizic un corp solid deformabil, caracterizat printr-o anizotropie mai mult sau mai puţin accentuată, funcţie de desimea şi extinderea discontinuităţilor.

Blocurile ioantive reprezintă un sistem de corpuri solide deformabile, având anumite posibilităţi de deplasare dictate de poziţia planelor după care are loc separarea lor. Ele se asemănă din acest punct de vedere cu o zidărie uscată.

Din punct de vedere fizic, sistemele de particule , pot fi asimilate cu un corp alcătuit dintr-o serie de granule, ce se află înconjurate de un fluid , de exemplu aer . Ansamblul acesta este o formă particulară a sistemelor de substanţe şi anume un sistem eterogen , deoarece este alcătuit din două părţi (solid şi fluid) despărţite între ele prin suprafeţe de separaţie . Părţile componente diferă între ele prin proprietăţile lor fizice şi chimice şi poartă denumirea de faze.

In acest sistem eterogen , una din substanţe este dispersată în masa celeilalte substanţe , din care motiv sistemul mai este numit şi sistem dispers . El se compune din substanţa dispersată care se numeşte fază dispersată sau dispersoid şi substanţa în care se face dispersia care se numeşte fază dispersantă sau mediu de dispersie.

Aceste sisteme disperse pot fi clasificate după mărimea particulei în următoarele grupe de sisteme : soluţii , sisteme coloidale, sisteme fin disperse , sisteme grosier disperse.

In tabelul 1 se dau caracteristicile principale ale acestor grupe de sisteme disperse.

Dimensiunea particulelor	mm μ	$\emptyset > 0,005$ $\emptyset > 5$	0,005-0,0001 5-0,1	0,0001-0,0000001 0,1-0,001	0,000001>$\emptyset$ 0,001>$\emptyset$
Denumirea sistemului		Grosier disperse	fin disperse	Coloidale	Moleculare
1		2	3	4	5
Proprietăţi fizice de bază		vizibil cu ochiul liber sau cu lupa	vizibil la microscop	vizibil la ultramicroscop	invizibil la ultramicroscop

continuare tabel 1

1	2	3	4	5
Proprietăţi fizice de bază	reţinut pe filtru de hîrtie		trece prin filtru de hîrtie	
	nu poate difuza		difuzie slabă	difuzează
	nu coagulează sau coagulează slab	coagulează		nu coagulează
	nu are mişcare browniană .	are mişcare browniană		

Din tablou rezultă că un element important care determină proprietăţile fizice de bază, a unui sistem dispers este mărimea granulelor din care este alcătuit . Rocile moi sau pămînturile în ceea ce priveşte faza lor solidă denumită şi scheletul pămîntului sînt alcătuite din granule de diferite mărimi în general diferite între ele.

După felul în care predomină în pămînt (considerat un sistem dispers) una, două sau mai multe dimensiuni de granule, el poate fi monodispers , bidispers sau polidispers.

Formele particulelor care alcătuiesc scheletul sînt neregulate,ceea ce îngreuiază mult caracterizarea acestora din punct de vedere a mărimii lor . Pentru particulele de dimensiuni mai mari de 0,06 mm se consideră în mod convenţional că mărimea lor ar fi dată de mărimea ochiului sitei prin care reuşesc să treacă.

Pentru granulele mai mici , în mod convenţional, prin mărimea ei se înţelege diametrul unei sfere ideale care cade într-un mediu vîscos cu aceeaşi viteză ca particula reală respectivă.

Particulele care au un diametru cuprins între două valori limită, stabilite , constituie o fracţiune granulometrică

Astfel în alcătuirea unui pământ întîlnim diferite fracţiuni în anumite proporţii, exprimate în procente din greutatea lor totală. Aceste proporţii reprezintă compoziţia granulometrică a pământului respectiv.

Preponderenţa unei fracţiuni reflectă rezistenţa mai mare sau mai mică a rocii preexistente la acţiunea agenţilor externi , sau intensitatea cu care au acţionat aceştia. Ea constituie unul din factorii care conferă pământului anumite proprietăţi.

Compoziţia granulometrică

Compoziţia granulometrică a unui pământ se stabileşte prin analiza granulometrică, şi este unul din criteriile ce serveşte pentru denumirea pământului (al doilea criteriu este indicele de plasticitate).

In stabilirea compoziţiei granulometrice a pământului se porneşte de la ideea că granulele din care acesta este alcătuit , se pot separa uşor, fiecare devenind independentă.

In realitate, materialul aflat în stare de dispersie conţine pe lîngă elemente independente şi elemente sub formă de agregate . denumite microagregate ,care au o rezistenţă mare la separare; pentru distrugerea acestor microagregate fiind necesare adausuri peptizante .

Această rezistenţă de multe ori este valorificată în procesul de stabilizare a pământurilor .

Rezultatele analizei granulometrice se reprezintă grafic prin :

- curbe de frecvenţă sau histograme (fig.II.8)
- curbe granulometrice (fig.II.9)
- diagrame ternare (fig.II.lo.a, fig.II.lo.b)

Curba de frecvenţă sau histograma este reprezentarea grafică a

procentului în care se găseşte o fracţiune granulometrică a unui pământ, într-un sistem de axe, care are pe orizontală diametrul la scară logaritmică (pentru a uşura citirea diagramei la diametre mici)şi pe verticală conţinutul fracţiunii respective exprimat în procente din greutatea totală.

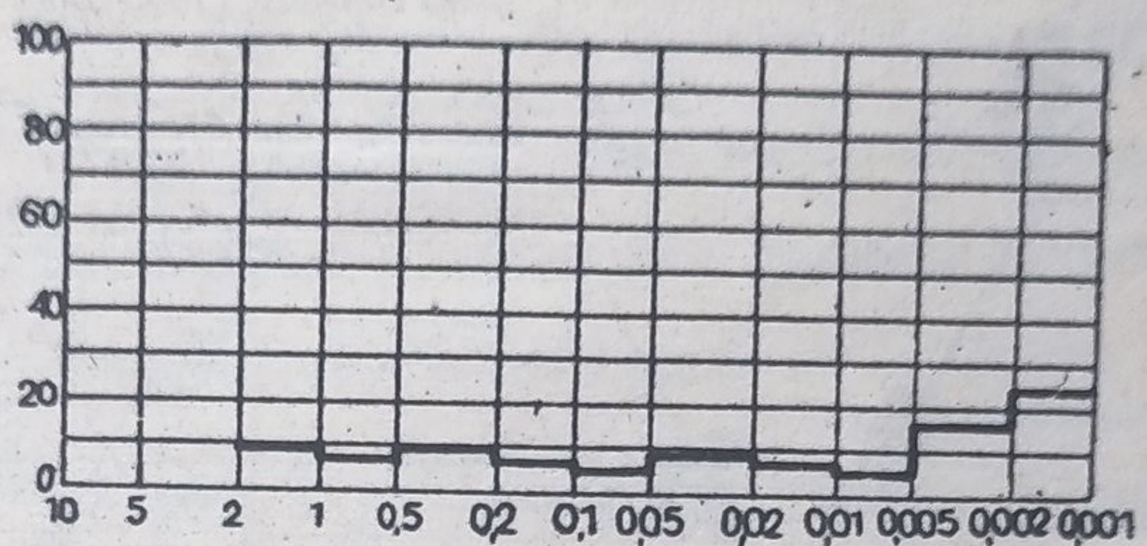


Fig.II.8 Histogramă

Curba granulometrică se obţine reprezentîndu-se diferitele fracţiuni în acelaşi sistem de coordonate cu deosebirea însă că în ordonată se ia conţinutul de material mai fin decît granulele de un diametru dat. Ea este curba integrală a histogramei.

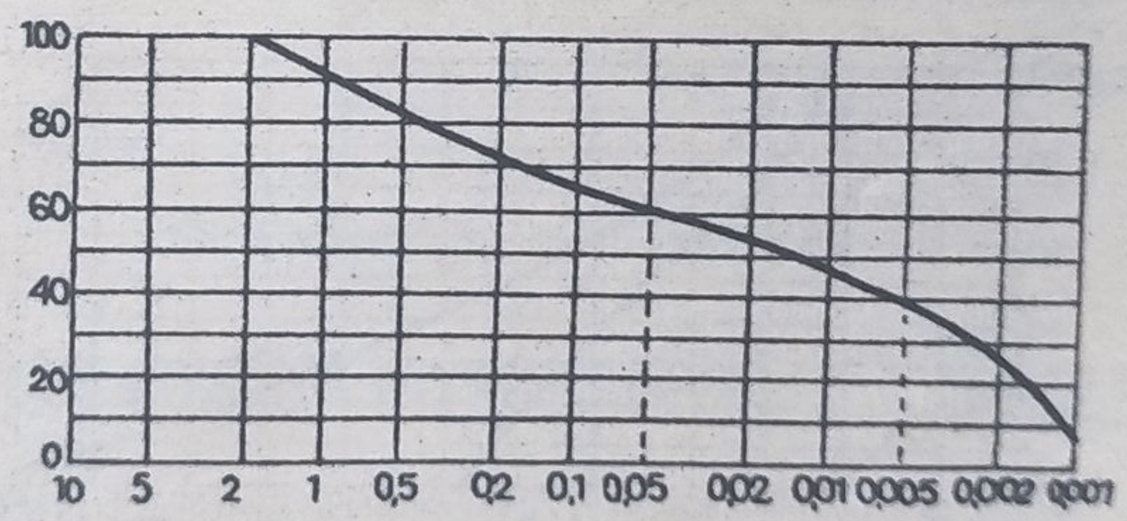


Fig.II.9 Curba granulometrică

Pentru o reprezentare în linii mari a compoziţiei granulometrice se foloseşte reprezentarea ternară. Această reprezentare este aplicabilă numai atunci cînd folosim trei fracţiuni granulometrice . Un punct din această diagramă corespunde unei anumite compoziţii granulometrice (fig.II.lo.b).

Cunoaşterea compoziţiei granulometrice ne permite să denumim pământul folosind diagrama din STAS 1243/1965 . Pe baza

ai putem determina proporţia în care intră în compoziţia pământului fracţiunile fin dispersate care îi conferă proprietăţi plastice.

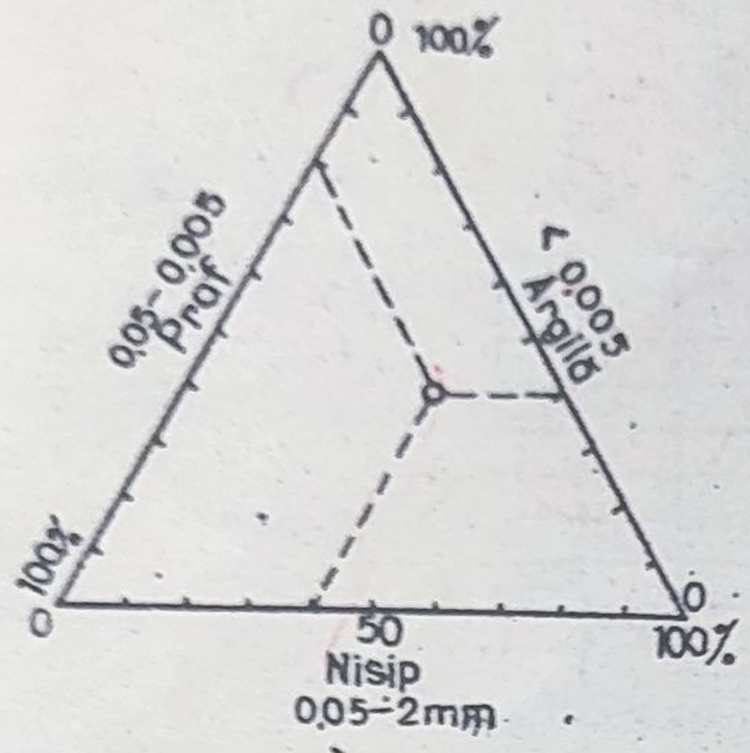


Fig.II.10a. Reprezentarea ternară a compoziţiei granulometrice.

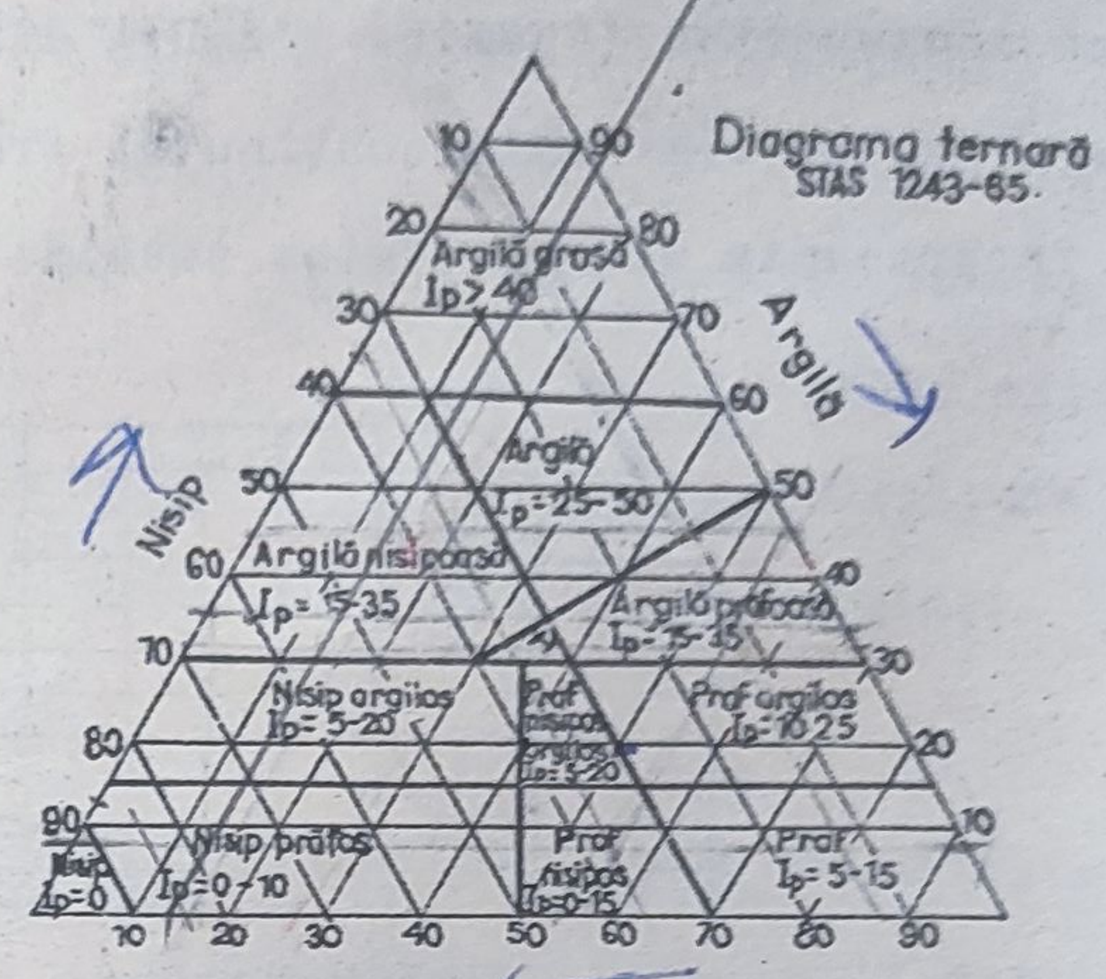


Fig.II.10b.

*) Argilă prăfoasă nisipoasă
I_p=15-25

De asemenea cu ajutorul curbei granulometrice putem determina gradul de neuniformitate , a mărimii granulelor din care este alcătuit un anumit pământ.

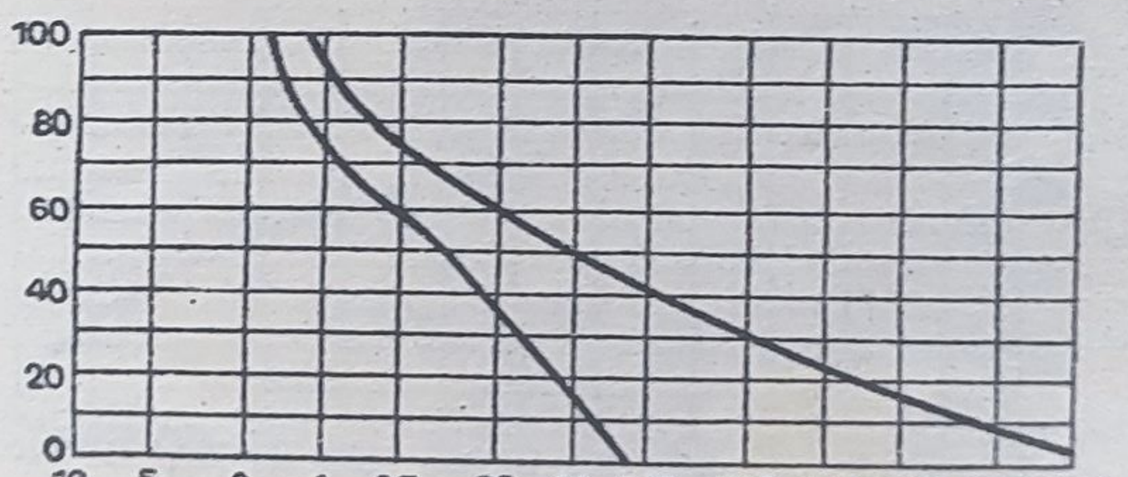


Fig.II.11 Grad de neuniformitate.

Gradul de neuniformitate se exprimă prin raportul :

$$U_n = \frac{d_{60}}{d_{10}}$$

în care d_{60} şi d_{10} sînt diametrele corespunzătoare procentelor de 60% respectiv 10% de pe curba granulometrică (fig.II.11)

Din punct de vedere al uniformităţii , funcţie de valoarea acestui raport distingem:

45
15
60

- pământuri uniforme $1 < U_n \leq 5$
- pământuri de uniformitate medie $5 < U_n \leq 10$
- pământuri neuniforme $U_n > 10$

După unii autori, diametrul corespunzător în curba granulometrică ordonatei de 10% , reprezintă o cifră caracteristică pentru comportarea din punct de vedere hidraulic a pământului respectiv. Se consideră că el ar avea aceleaşi proprietăţi hidraulice , ca un mediu poros alcătuit din granule uniforme având acest diametru , denumit diametrul eficace .

Folosind curba granulometrică, putem de asemenea să primim unele indicaţii privind ordinul de mărime al coeficientului de filtrare pentru pământul respectiv (fig. II.12)

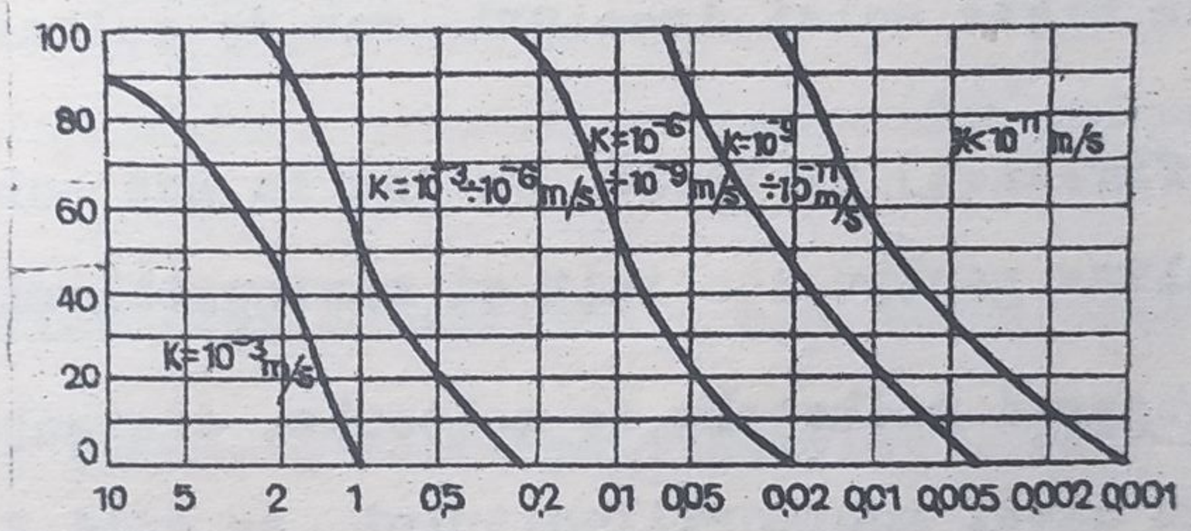


Fig.II.12. Coeficientul de filtrare funcţie de compoziţia granulometrică.

Compoziţia chimică şi mineralogică a pământurilor

După cum s-a văzut la capitolul cuprinzînd noţiuni de geologie , elementele întîlnite cel mai frecvent în partea superficială a scoarţei sînt siliciul , aluminiul şi oxigenul. Compuşii chimici care au ponderea maximă în această porţiune a scoarţei sînt bioxidul de siliciu şi trioxidul de aluminiu care reprezintă 71,31% din totalul compuşilor chimici .

Mineralele principale cele mai frecvente în pământuri sînt: cuarţul(12%) feldspatul (59,5%) , mica 3,8%) şi hornblenda . Din alterarea lor chimică rezultă mineralele argiloase

care sînt minerale secundare , şi au ponderea cea mai mare în cadrul acestora.

Cu ajutorul ultramicroscopului şi a studiilor roentgenoscopice s-a putut analiza microstructura argilelor . Ele se prezintă sub formă cristalină , reţelele cristaline fiind bidimensionale , după anumite direcţii la anumite distanţe periodice fiind dispuse pachete de molecule . Distanţa între aceste pachete este diferită după natura mineralului argilos .Mineralele argiloase cele mai frecvente sînt caolinitul . illitul şi montmorillonitul . La microscop argilele din grupa caolinitelor se reprezintă ca nişte lamele cu luciu de sidef şi ca nişte cristale de formă pseudo hexagonală .

Argilele din grupa montmorilonitelor se prezintă la microscop ca nişte solzi incolori sau de culoare galbenă .

In fig.II.13 şi II.14 se dau în mod schematic structurile cristaline pentru caolinit şi montmorillonit .

Se observă pachetele de molecule, distanţa între ele şi faptul că în cazul montmorillonitului se află faţă în faţă atomi de aceeaşi natură ceea ce face ca reţeaua cristalină a acestui mineral argilos să fie extensibilă , explicînd astfel tendinţa lui puternică la variaţii de volum.

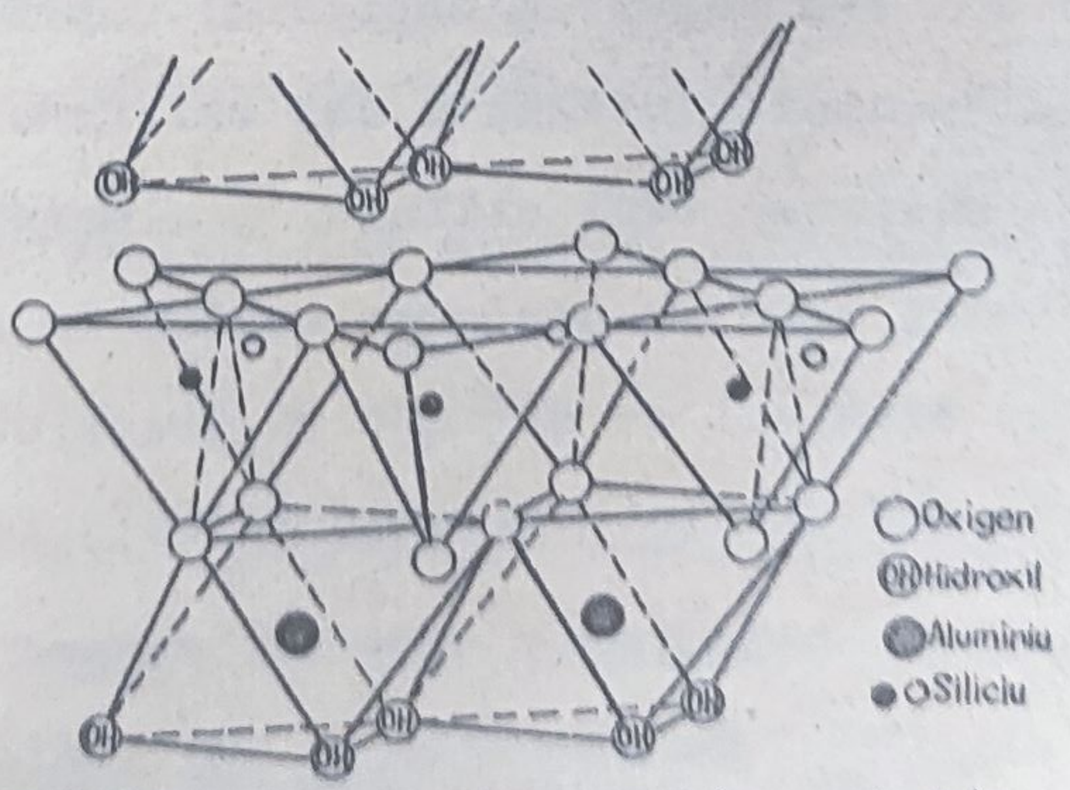
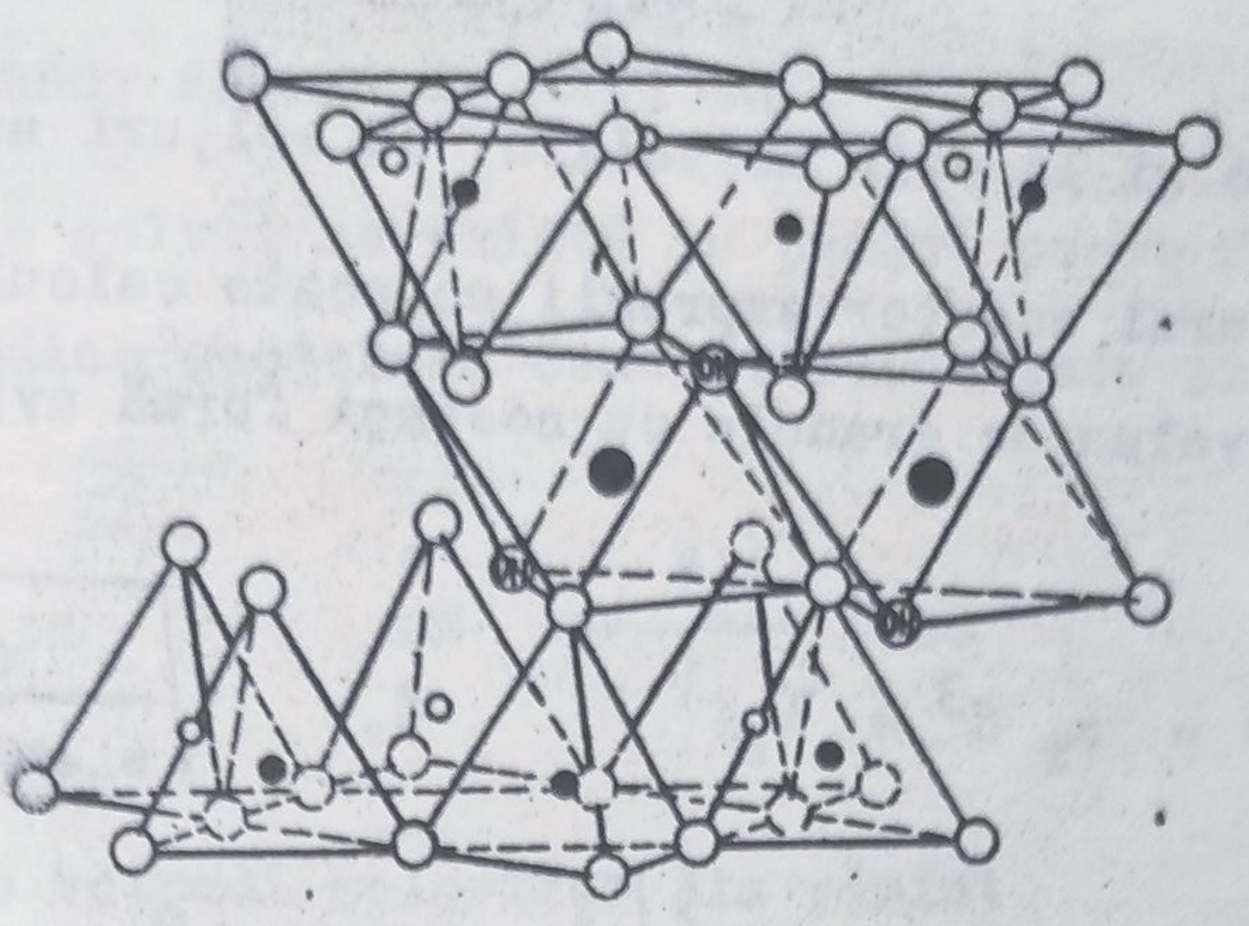
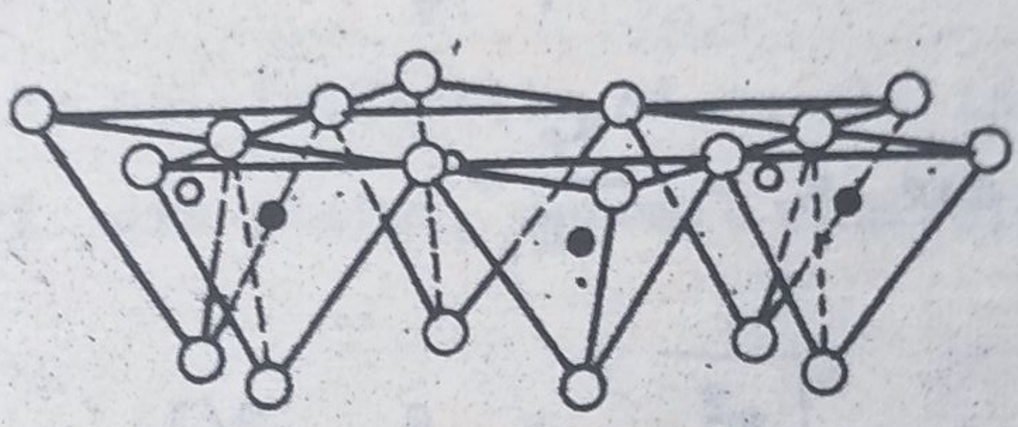


Fig.II.13.Schema structurii cristaline a caolinitului





○Oxigen ⊕ Hidroxil ●Aluminiu, fier, magneziu
o şi • Siliciu, ocazional aluminiu

Fig II.14. Schema structurii cristaline a montmorillonitului

Forma particulelor constituente ale pământurilor

In ceea ce priveşte forma particulelor , aici se poate defini un coeficient de formă care leagă forma reală a particulei de diametrul ei convenţional.

Astfel la o sferă raportul dintre suprafaţa totală şi volum se poate scrie sub forma :

$$\frac{S_t}{V} = \frac{4\pi R^2}{4\pi \frac{R^3}{3}} = \frac{3}{R} = \frac{6}{D} = \frac{K_f}{D} = \frac{a_f}{a_v} \cdot \frac{1}{D}$$

$$\text{deci} \quad a_v = \frac{a_f}{K_f}$$

Deci pentru o sferă acest coeficient are valoarea de 6 . Pentru alte forme se obţin alte valori ale acestui coeficient . Astfel pentru granule rotunjite K_f = 6,1, la cele tocite 6,7

la poliedre 7,o şi la cele aciculare cu colţuri ascuţite 7,7 .

Cu ajutorul acestor expresii se poate calcula suprafaţa totală a unui volum de granule cu aceeaşi formă avînd o anumită greutate

$$G = a_v\, d^3\, n\, \gamma_s \qquad d = \sqrt[3]{\frac{G}{a_v \cdot n \cdot \gamma_s}}$$

$$S_t = a_f\, d^2 = a_f \sqrt[3]{\frac{1}{a_v^2}} \cdot \left(\frac{G}{n\, \gamma_s} \right)^{2/3}$$

$$\text{dar } a_v = \frac{a_f}{K_f}$$

$$S_t = a_f \sqrt[3]{\frac{K_f^2}{a_f^2}} \left(\frac{G}{n\, \gamma_s} \right)^{2/3} = \sqrt[3]{a_f K_f^2} \left(\frac{G}{n\, \gamma_s} \right)^{2/3}$$

Pentru calcule aproximative a_f se poate lua cu suficientă aproximaţie egal cu $\overline{11}$.

In fig.II.15 se dau exemple de forme pe care le pot avea granulele.

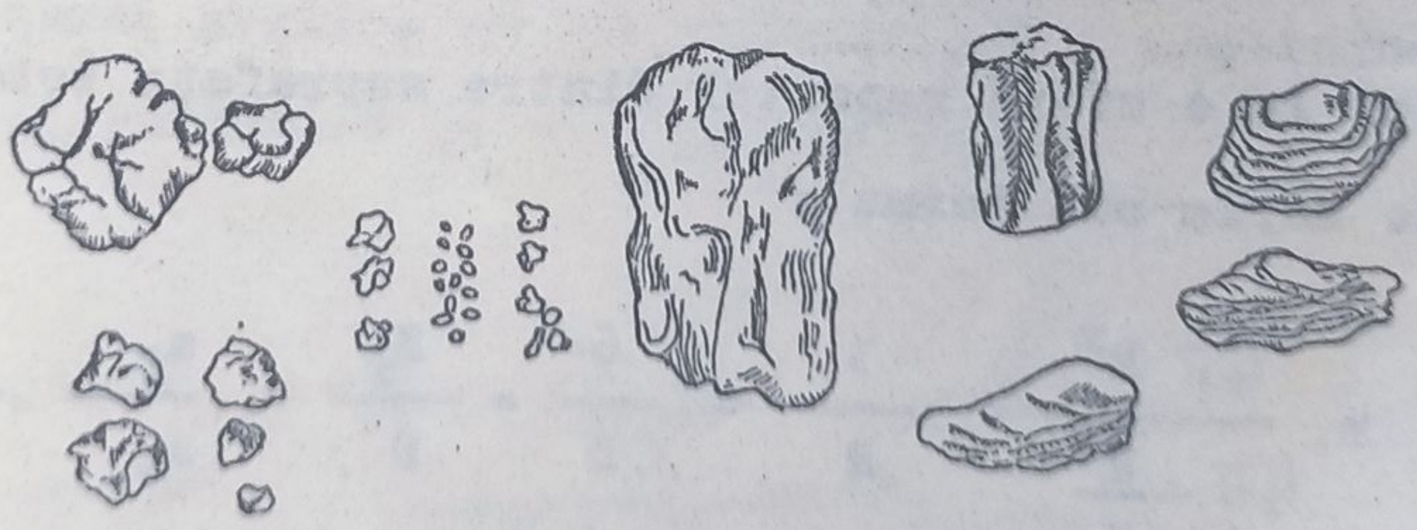


Fig.II.15.Tipuri de granule solide

Suprafaţa granulelor poate fi cu neregularităţi, netedă sau aspră

Porozitatea

Granulozitatea pămîntului şi structura sa are drept conse-

cinţă existenţa unor goluri în masa sa .

Volumul de goluri ce există în pămînt poate fi exprimat cu ajutorul unui indice geotehnic denumit porozitate şi notat cu n.

$$n\% = \frac{V_g}{V_t} \quad 100$$

V_g - este volumul golurilor din pămînt .

V_t - volumul total al pămîntului avînd golurile respective

In practică se mai întîlneşte şi un alt indice care reflectă volumul de goluri din pămînt, denumit indicele porilor şi notat cu e

$$e = \frac{V_g}{V_s}$$

V_s - este volumul fazei solide din pămînt

Intre aceşti doi indici există corelaţia :

$$n = \frac{V_g}{V_t} = \frac{V_g}{V_s + V_g} \quad \text{de unde}$$

$$n = \frac{e}{1 + e} \qquad e = \frac{n}{1 - n}$$

Pentru a se exprima măsura în care granulele constituente ale pămîntului, sînt aşezate într-o poziţie mai îndesată sau afînată se foloseşte gradul de îndesare , notat cu I_D.

$$I_D = \frac{e_{max} - e}{e_{max} - e_{min}}$$

e_{max} -este valoarea indicelui porilor care corespunde volumului maxim de goluri pe care-l poate avea pămîntul respectiv.

e_{min} - este valoarea indicelui porilor care corespunde volumului minim de goluri pe care-l poate avea pămîntul respectiv.

Fragmentarea naturală a rocilor stîncoase

Rocile care se prezintă sub formă monolită , de blocuri legate sau de blocuri jeantive sînt de obicei rocile stîncoase . Discontinuităţile din masivul lor se datoresc de obicei fisurilor şi crăpăturilor care fragmentează masivul în mod continuu . Contrar concepţiilor că stîncile ar fi medii continui ele sînt în realitate sisteme de corpuri materiale formate din mai multe fragmente .

Spre deosebire de pămînturi unde noi putem considera că suprafeţele de contact sînt punctuale , permiţînd deplasări şi chiar rotiri , la stînci, aranjarea corpurilor componente este bine evidenţiată şi influenţează foarte mult asupra comportării ansamblului.

Pentru pămînturi se poate considera că avem o omogenitate statistică a sistemului de granule , la stînci proprietăţile unui bloc diferă mult de proprietăţile ansamblului , care este un sistem de corpuri multiple.

Fragmentarea naturală a rocilor tari face ca proprietăţile masivului să difere mult de cele ale rocii din care este alcătuit.

Fisurile şi crăpăturile din stîncă au fost cuprinse în termenul general de fisuraţie.

Cunoaşterea fisuraţiei prezintă o importanţă foarte mare deoarece de ea depind în mod direct permeabilitatea masivului, stabilitatea sa generală şi stabilitatea şi rezistenţa construcţiilor ce se execută în acest masiv.

Fisuraţia se prezintă sub forme foarte variate ţinînd

seama de geneza ei , de caracter, de întindere , de dimensiuni şi de deschidere.

In majoritatea cazurilor ea formează un sistem foarte complicat , care însă nu este lipsit de o anumită legitate .Acest sistem în ultimă analiză duce la faptul că masivul sau straturile din care este alcătuit este divizat în bucăţi mai mari sau mai mici în stare proaspătă , nealterată,cu feţe ascuţite.

O clasificare a acestei fisuraţii se poate face avînd în vedere geneza ei, ea împărţindu-se în fisuri de formare, fisuri de deformaţie şi fisuri de alterare.

Fisurile de formare sau singenetice în rocile eruptive provin din reducerea de volum (contracţia) ce apare în magmă cu ocazia consolidării ei . Această separare în blocuri prin fisuri este caracteristică rocii dînd naştere la blocuri paralelipipedice (dale) la granite şi colonare la bazalte (prizme sau coloane) Fisurile aici sînt paralele cu marginile care încadrează masivul, sau radiale perpendiculare pe marginile acestuia. Ele nu au în general o întindere prea mare , dar uneori pot să şi străbată masivul.

In rocile argiloase şi carbonatice aceste fisuri de separaţie sînt legate de obicei cu contracţia ce are loc în procesul de formare a rocii din sedimente suprasaturate cu apă prin deshidratare (mîluri argiloase sau calcaroase). Pentru aceste roci caracteristică este separarea în plăci.

Această fisuraţie poate fi reală, în planele respective existînd goluri care marchează discontinuitatea respectivă sau potenţială , cînd există posibilitatea ca după un plan anumit şi numai după el să apară o discontinuitate sub forma unei schimbări de poziţie sau a unui gol.

In prima categorie se situiază toate fisurile care real-mente apar în masiv.

In cazul al doilea sînt cuprinse planele de mică rezistenţă atît la scară cristalină cît şi la scară mare .

Fragmentarea la scară cristalină cuprinde olivajele cristaline, defectele reticulare . La scară cristalină întîlnim şi microfisurile care sînt rupturi fine în parte consolidate care se pot identifica la microscop, precum şi golurile intergranulare.

Fragmentarea la scară mare potenţială cuprinde olivajele mari , în care intră stratificaţia şi sistuozitatea .

Stratificaţia este un rezultat al clasării sedimentelor în procesul de depunere . Suprafeţele de stratificaţie sînt elementele spaţiale de suprafaţă a rocii respective. Ele sînt în general suprafeţe de minimă rezistenţă la eforturi mecanice , şi se evidenţiază prin culoare , alcătuire granulometrică ,compoziţie , alterare diferită. Deosebit de importante sînt zonele în care apar depuneri de argile şi mică, care cu ocazia litogenezei dau planul de rezistenţă minimă.

Cînd sînt deschise poartă denumirea de rosturi de stratificare şi produc întreruperea continuităţii mecanice a masei de rocă. Fisurile de separaţie şi cele din stratificare , care au apărut în procesul de formare al rocii , poartă denumirea de fisuri de separaţie primare.

Sistuozitatea este capacitatea de fragmentare mai uşoară a rocii după anumite direcţii paralele pe care stînca le-a căpătat prin presiuni ce au avut loc după litogeneză. In aceste plane au avut loc anumite schimbări ale elementelor componente ale rocii, în majoritatea cazurilor provocate de fenomene orogenice , şi avînd direcţia perpendiculară pe direcţia presiunii

exercitate .

Rosturile de clivaj se produc după aceste plane de sistuozitate . Cînd sînt închise importanţa lor meçanică scade ,frecarea şi adeziunea din planul lor împiedecînd deplasările .Cînd roca este omogenă , rosturile de clivaj, fiind închise dau o anumită anizotropie masivului, prin sistuozitatea sa.

La şisturile metamorfice sistuozitateą este funcţie de presiunea de formare şi de conţinutul de apă.

Aceste suprafeţe de rezistenţă minimă pot coincide sau pot să difere de suprafeţele de stratificaţie , după direcţia pe care a avut-o presiunea care le-a dat naştere.S-a emis ipoteza că suprafeţele de sistuozitate coincid cu suprafaţa de curgere a particulelor minerale.

Acest fenomen nu este net vizibil decît la sedimentele ce au un conţinut important de argilă , la care fragmentarea sub formă de plăci şi foi după planuri paralele este datorită adesea planurilor de orientare a anumitor minerale(mica). Ele poartă denumirea de clivaje de textură şi în cadrul lor se deosebesc lineaţia (alungirea preferenţială a cristalelor după direcţia tensiunii principale minime), orogenia (legată de deformaţia rocii) şi faliaţia (lineaţie multiplă , cunoscută sub denumirea generală de sistuozitate).

Sisturile cristaline au o sistuozitate a cărei intensitate depinde de zona căreia le aparţin , epizona , mezozona , catazona . Ea poate fi considerată ca o consecinţă probabilă a deformaţiilor plastice. Liniile de curgeri plastice sînt clar vizibile la gnaisul rubanat .

<u>Fisurile din deformaţii</u> sînt legate de obicei de mişcări tectonice , şi sînt rezultatul deformării masivelor de roci prin încovoiere , întindere , deplasare, strivire, cutremure.

Scoarţa se poate deforma atît sub acţiunea fenomenelor tectonice (fisuri tectonice) cît şi din alte motive (fisuri pseodetectonice). Aceste deformaţii duc la fragmentarea rocilor prin rupere, şi poartă denumirea de fracturi, care efectiv apar sub forma unor fisuri şi crăpături . Ele au fost denumite în general liteclaze , fiind împărţite în diaclaze şi paraclaze.

Diaclazele sînt fracturi care afectează rocile magmatice, sedimentare şi metamorfice , fără o deplasare importantă a părţilor separate. Ele iau nastere în cea mai mare parte prin eforturi de compresiune , dar se pot datori şi eforturilor de tracţiune, forfecare, torsiune şi alte cauze.

Paraclazele sînt fracturi care afectează rocile din scoarţa terestră şi care prezintă o deplasare a celor două părţi detaşate fie pe verticală, fie pe orizontală . Fenomenul este cunoscut sub denumirea de dislocaţie . In lungul suprafeţei pe care a avut loc ruperea nu mai există o legătură a materialului, indiferent dacă această discontinuitate este închisă sau deschisă.

Diaclazele sînt în general suprafeţe mult mai plane ca suprafeţele de stratificaţie. Ele străbat fără întrerupere strate şi formaţiuni întregi cu grosimi mai mari de loco m , formînd uneori sisteme de suprafeţe de rupere.

Cele mai importante paraclaze sînt faliile şi şariajele . In afară de fracturi simple , se întîlnesc în unele formaţiuni tectonizate , aşa numitele zone de fracturi , reprezentate prin fracturi numeroase ce se întretaie în mod dezordonat . Rocile afectate de asemenea fracturi se numesc mylonite .

Apar de asemenea fisuri din cauza rezistenţei marginale a rocilor, la marginea văilor abrupte , în special cînd sînt alcătuite din roci dure. Originea lor se leagă de descărcarea scoarţei prin formarea văilor şi suprasolicitatea rocilor de la

marginea lor . Ele apar la suprafaţă.

In cadrul fisurilor pseudotectonice , se cunosc crăpăturile din alunecările de teren, crăpăturile din tasare în raioane carstice , în pămînturi macroporice sensibile la umezire, sau în zone cu lucrări miniere , crăpături de umflare în zone cu anhidrit (volumul său în prezenţa apei se majorează cu 60% trecînd în ghips).

Trebuie menţionat că fisurile şi crăpăturile din suprafaţă sînt mult mai dese ele fiind provocate atît de fenomenele tectonice cît şi de cele de alterare .

Cele din adîncime sînt fisuri şi crăpături tectonice propriu zise.

După poziţia lor faţă de suprafaţa scoarţei , fisurile pot fi superficiale (avînd adîncimi de ordinul centimetrilor pînă la a metrilor) , sau adînci la zeci de metri pînă la mii de metri . Acestea sînt de obicei fisuri tectonice . La o adîncime de cca 1o km. toate fisurile sînt închise din cauza presiunii mari.

Fisuraţia prin alterare reprezintă dezvoltarea ulteri oară a fisurilor , care au luat naştere din alte cauze. Dezvoltarea acestor fisuri se datoreşte diferiţilor agenţi care produc această alterare , fizici, chimici şi biologici . Agenţii fizici sînt legaţi de contracţie, dilatare, uscare. Procesele chimice şi biologice completează acţiunea agenţilor fizici.

Cauzele care produc starea de eforturi unitare în masiv sînt:

- greutatea proprie a rocii , inclusiv a apei pe care o conţin în crăpături;
- procesul de formare al văilor prin eroziune
- procesele tectonice din scoarţa pămîntului

- metamorfismul
- variaţiile de temperatură
- variaţiile de umiditate din rocile sedimentare
- variaţiile chimice din rocă, inclusiv alterarea ei .

Motivele multiple enumerate şi combinaţiile dintre ele , precum şi succesiunea formării rocilor în decursul timpului în diferitele ei forme de zăcămînt , duce la o diversitate foarte mare de fisuri, nu numai în diferite zone din scoarţa terestră, dar şi în fiecare zonă în parte, în care ele pot forma anumite sisteme legate legic între ele şi reprezentînd un fenomen particular al dezvoltării masivului respectiv.

Indicii care caracterizează fisuraţia unui masiv stîncos

Avînd în vedere importanţa cunoaşterii fisuraţiei unui masiv stîncos , este necesară studierea ei.

Pentru aceasta trebuie să se fixeze scara la care trebuie făcut acest studiu , pe o zonă mai întinsă sau numai a amplasamentului viitoarei construcţii.

Aici joacă un rol deosebit de important faptul dacă anizotropia şi discontinuităţile se manifestă într-un domeniu mai întins sau restrîns.

Fisurile într-un domeniu restrîns prezintă importanţă ,dar o pierd într-un domeniu întins unde preponderente sînt crăpăturile . Pentru spaţiul dintre două crăpături se poate considera că avem un mediu cvazicontinuu , ţinînd seama că există o nivelare statistică a proprietăţilor masivului fisurat, ceea ce îl apropie de un corp continuu, cînd fisurile sînt de acelaşi ordin de mărime şi distribuite în mod uniform. Aici din punct de vedere mecanic situaţia se apeopie de un corp continuu, spre deosebire de cazul domeniului restrîns unde din punct de vedere mecanic

avem un corp discontinuu şi puternic anizotrop.

Anizotropia este dată de direcţiile fisurilor , crăpăturilor, clivajelor, şi este multidirecţională.

In studiul fisuraţiei rocilor stîncoase trebuie stabilite multe elemente necesare pentru a le caracteriza . Ele sînt : poziţia fisurilor, locul fisurilor, desimea reţelei de fisuri , extinderea spaţială , gradul de fragmentare al rocii, deschiderea, materialul de umplutură , habitusul pereţilor şi forma crăpăturilor . Caracterizarea fisuraţiei se face atît prin mărimi cantitative cît şi prin descrieri calitative.

Poziţia în spaţiu se determină de obicei numai la crăpături folosind în acest scop reprezentarea cunoscută de la fixarea poziţiei spaţiale a stratelor şi anume direcţia şi căderea stratului (fig.II.16).

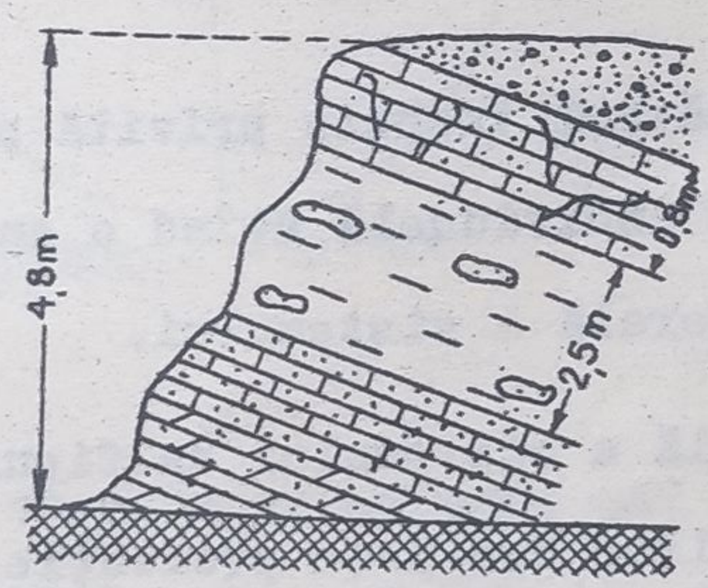
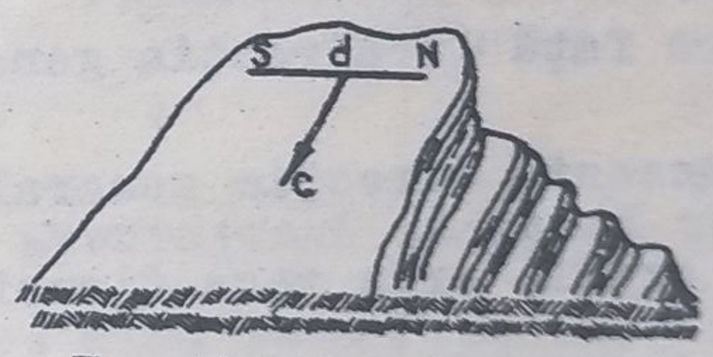


Fig.II.16 Secţiune prin stratificaţie.



Elementele ce caracterizează poziţia în spaţiu a unui strat
d - direcţie
c - cădere

Busolele geologice moderne permit fixarea acestei poziţii numai prin intermediul a două unghiuri , reprezentarea schematică făcîndu-se ca în fig.II.17.

Direcţia stratului este dată de linia lui de intersecţie cu un plan orizontal şi direcţia nord- sud.

Căderea stratului este unghiul făcut de linia de cea mai mare pantă a planului acestuia cu un plan orizontal.

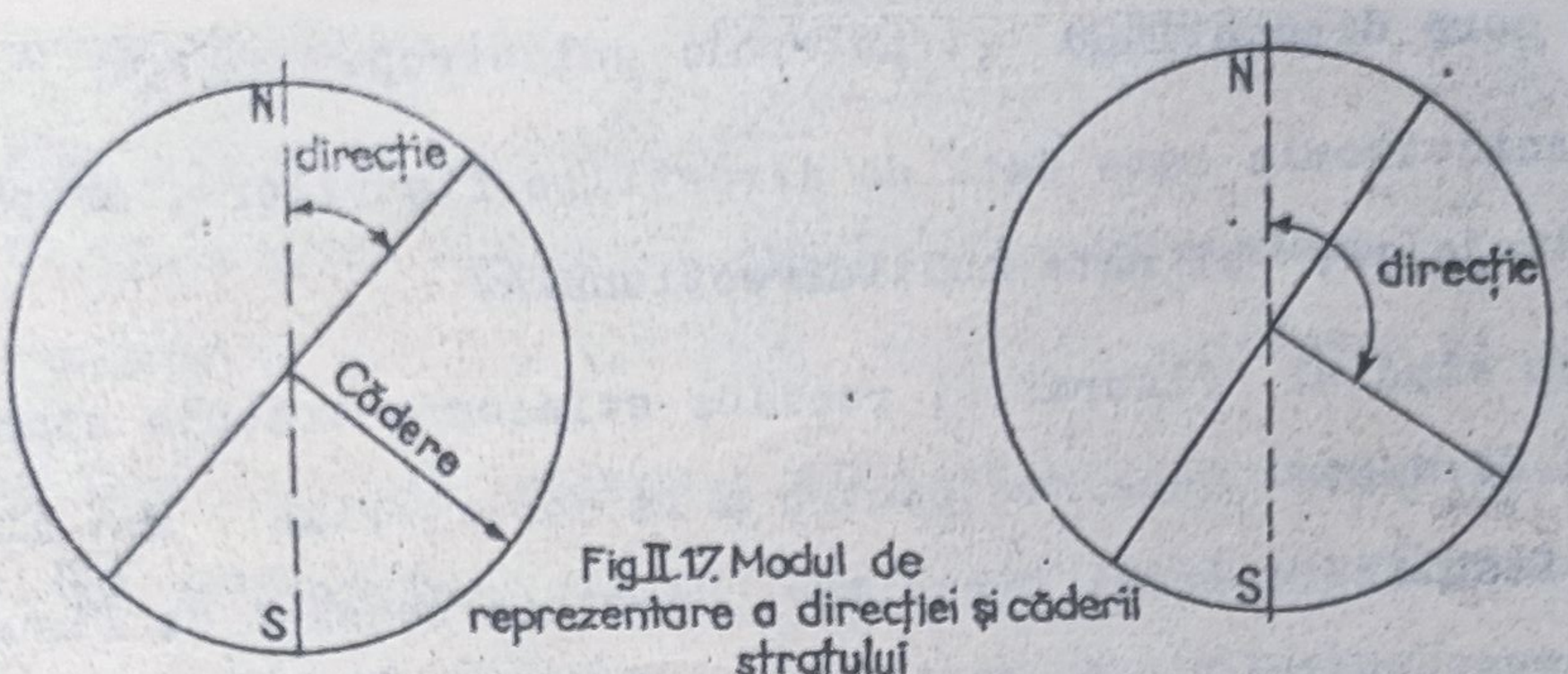


Fig.II.17. Modul de reprezentare a direcției și căderii stratului

Grupul de crăpături care are o direcţie generală unică poartă denumirea de sistem de crăpături (familie de crăpături).

In rocile stîncoase se observă totdeauna cîteva sisteme de crăpături care se intersectează , fragmentînd masivul în blocuri de dimensiuni şi forme determinate. Frecvenţa crăpăturilor este cauza principală a anizotropiei ce caracterizează rocile stîncoase.

Orientarea acestor crăpături trebuie privită prin legile statisticei, fiecare crăpătură individuală avînd o anumită împrăştiere faţă de direcţia generală a sistemului.

Această direcţie generală a sistemului de fisuri se poate stabili grafic prin roza fisurilor sau prin proiecţie stereografică prin intermediul sferei de poziţie (fig.II.18 şi II.19)

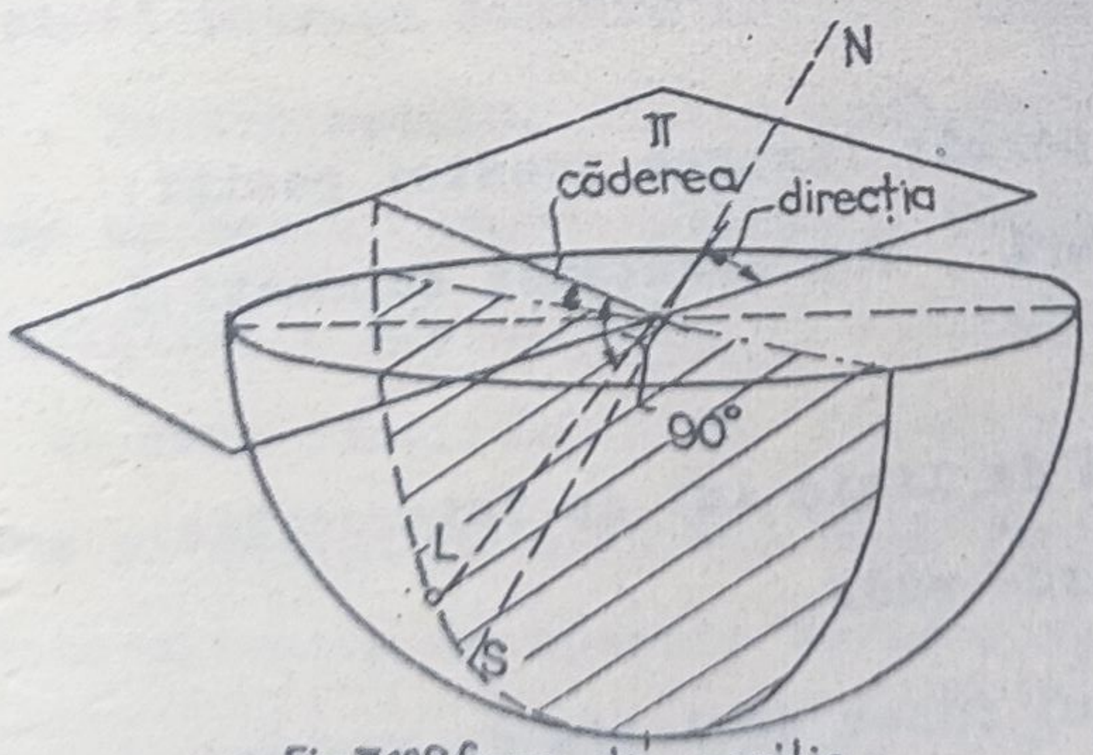


Fig.II.18.Sfera de poziție

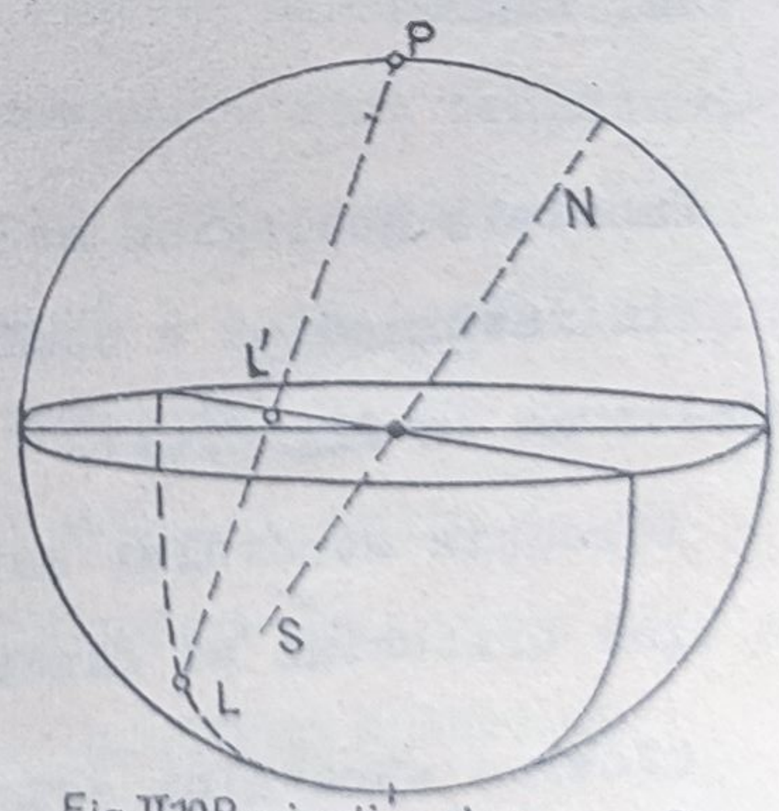


Fig.II.19.Proiecția stereografică a punctului L

Imprăştierea menţionată mai înainte, este dată de neomogenitatea masivului stîncos , cu toate că fisurile aceluiaşi sistem sînt provocate de o cauză unică la un moment dat.

Această interpretare statistică pune în evidenţă direcţiile preferenţiale ale fisuraţiei, permiţînd gruparea ei în sisteme de fisuri. De obicei se evidenţiază 2 sau 3 direcţii după care apar fisurile principale.

In roza fisurilor (fig.II.2o) se notează unghiul pe care-l fac diferitele fisuri şi frecvenţa lor pe direcţia respectivă.

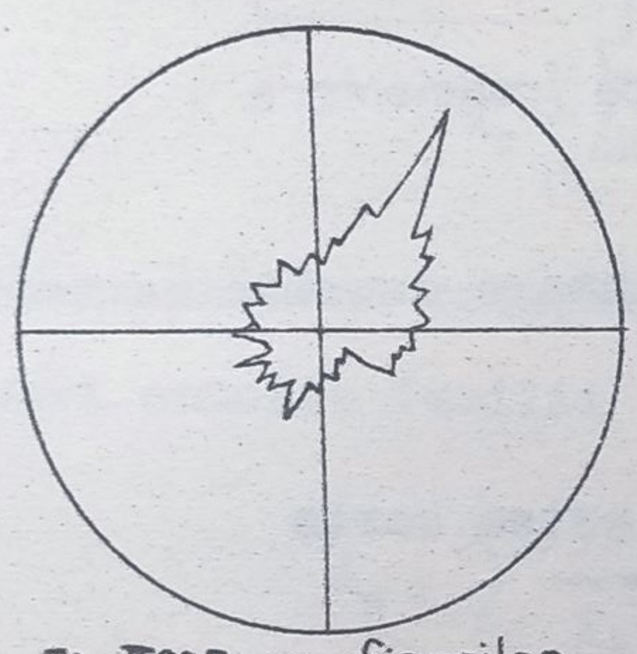


Fig.II.20.Roza fisurilor

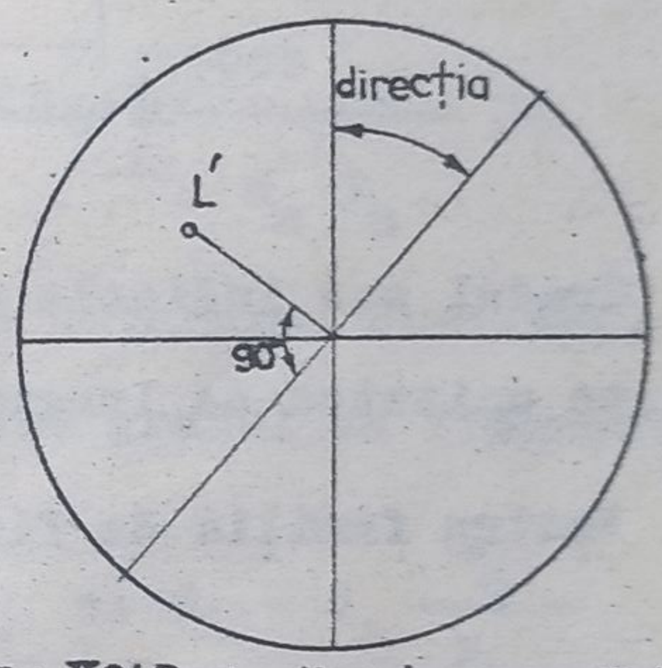


Fig.II.21.Proiecţia stereografică a punctului L

Reprezentarea stereografică este mai avantajoasă că ne dă toate elementele spaţiale ale crăpăturii, pe cînd roza fisurilor ne dă numai direcţia ei . Avînd proiecţia stereografică , cu ajutorul reţelei Wulff se pot determina direcţia şi căderea (fig.II.21). La crăpături de dimensiuni mici şi fisuri se determină numai locul în cadrul masivului.

Desimea reţelei de crăpături ne dă gradul sau indicele de fragmentare al stîncii. Ea este după cum se consideră o funcţie a duratei sau mărimii deformaţiei mişcării tectonice.

Gradul sau indicele de fragmentare se defineşte prin relaţia

$$K = n/l$$

în care n- este numărul de fisuri pe o direcţie

l - lungimea pe care s-a făcut măsurarea .

In practică nu putem determina totdeauna distanţa pe normala între planele de fisuraţie, şi atunci efectuăm măsurarea pe una din direcţiile care sînt accesibile.

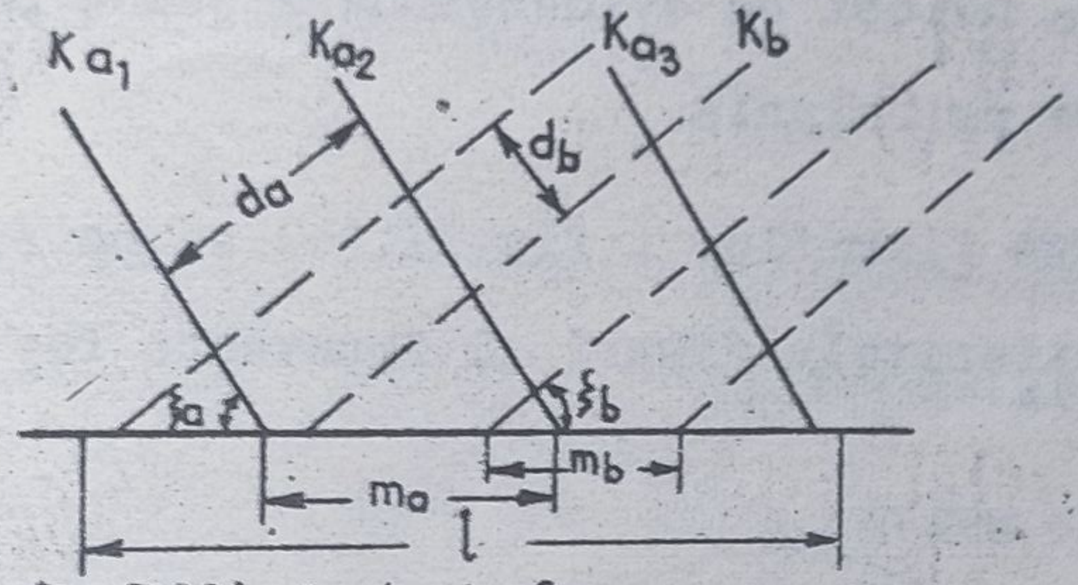


Fig.II.22 Indicele de fragmentare

Gradul sau indicele de fragmentare rezultă ca numărul de fisuri pe unitatea de lungime.

Pentru familia de fisuri K_a putem scrie

$$K_a = \frac{n_a}{l} = \frac{1}{\frac{l}{n_a}} = \frac{1}{m_a}$$

Pe toată lungimea de măsurare l vom avea însă mai multe familii de fisuri , toate apărînd pe lungimea de măsurare.

$$K_t = \frac{n}{l} = \frac{n_a + n_b}{l} = \frac{n_a}{l} + \frac{n_b}{l} = K_a + K_b = K_1$$

$$K_t = \sum K_1 = \sum \frac{1}{m_1}$$

Pentru a pune în evidenţă distanţa între fisuri , putem scrie

$$m_a = \frac{d_a}{\cos \varphi_a} \qquad K_t = \sum \frac{\cos \varphi_1}{d_1}$$

Pentru o anumită distanţă de măsurare, distanţa dintre

diferitele fisuri este invers proporţională cu frecvenţa apariţiei lor . Frecvenţa apariţiei lor se poate lua din diagrama sferică de reprezentare a direcţiilor de fisurare.

Notînd frecvenţa cu F_i putem scrie :

$$F_a \cdot d_a = F_b \cdot d_b \quad \text{sau} \quad \frac{F_a}{\frac{1}{d_a}} = \frac{F_b}{\frac{1}{d_b}} = \cdots \frac{F_i}{\frac{1}{d_i}} =$$

$$d_i = d_a \frac{F_a}{F_i}$$

şi ţinînd seama de indicele de fragmentare

$$K_t = \sum \frac{\cos \xi_i}{d_i} = \sum \frac{\cos \xi_i}{d_a F_a} F_i$$

Pe baza acestei relaţii se poate determina distanţa dintre fisurile unei anumite familii , cunoscînd gradul de fragmentare.

$$d_a = \sum \frac{\cos \xi_i}{K_t F_a} F_i \quad \text{şi} \quad d_i = d_a \frac{F_a}{F_i}$$

Cunoscînd distanţa dintre crăpături , se pot determina dimensiunile corpului ce rezultă din această reţea de crăpături.

Extinderea crăpăturilor prezintă o mare importanţă şi se exprimă de obicei funcţie de dimensiunile reale construcţiei care se execută în stînca respectivă.

fisuri mici $\ell/5$

fisuri mari $\ell/5$

fisuri foarte mari $> \ell$

In afară de direcţiile şi desimea separaţiilor respective un element de mare importanţă este şi continuitatea în masiv a acestora ,ea avînd o influenţă foarte mare asupra rezistenţei în ancamblu a masivului (fig.II.23).

Această continuitate se reprezintă numeric prin procentul de separare a suprafeţei de ruptură notată cu x.

$$x_p = \frac{\Omega}{A}$$

A - este secţiunea totală în masivul considerat

Ω - aria crăpăturii

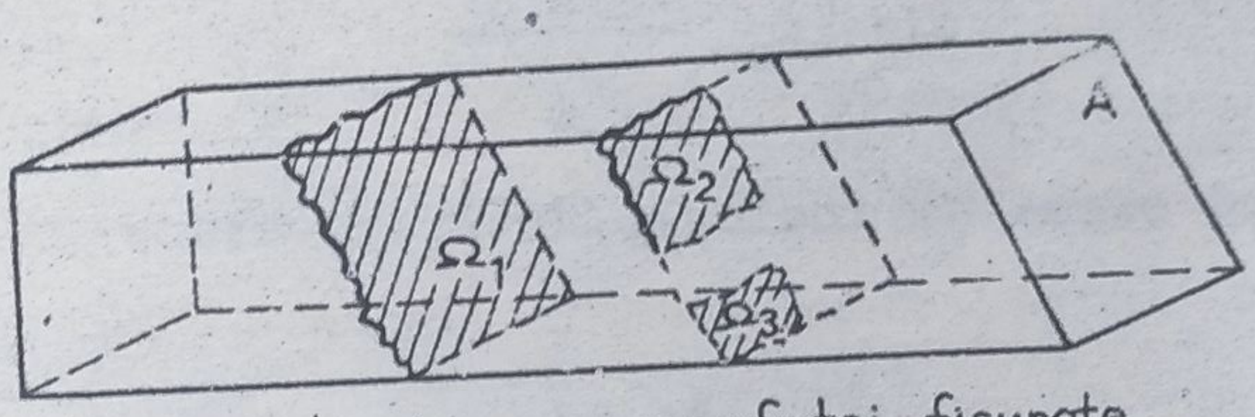


Fig II.23 Extinderea suprafeţei fisurate

Aprecierea rezistenţei stîncii este funcţie de acest raport, deoarece într-o secţiune paralelă cu direcţia după care avem un x_p mare, rezultă o rezistenţă mică de deplasare (τ) sau la eforturi normale (σ) perpendicular pe această direcţie.

Această exprimare plană a separării trebuie completată şi cu desimea K a crăpăturilor, obţinîndu-se un coeficient spaţial x_s

$$x_s = K \cdot x_p$$

Cu acest indice se poate exprima numeric gradul de fragmentare a unei stînci, care depinde de desimea şi extinderea crăpăturilor.

Folosind aceste noţiuni se pot da o serie de caracterizări privind stînca respectivă ca :

- fragmentarea generală $\sum x_s$
- gradul mediu de fragmentare plană pe o direcţie
- gradul mediu de fragmentare spaţială

- volumul corpului rezultat din fragmentarea dată

Dacă avem în vedere deschiderea fisurii putem distinge:

- fisuri ascunse, fisuri închise, fisuri deschise.

Primele sînt suficient de fine , şi se evidenţiază numai la dislocarea rocii stîncoase , care fiind lovită se desface de preferinţă după anumite direcţii , în bucăţi de aceleaşi dimensiuni.

Cele închise sînt fisuri de compresiune sau de forfecare care s-au închis în timp , şi nu pot fi evidenţiate cu ochiul liber . De obicei cele de alunecare sînt închise iar cele de tracţiune se pot închide mai tîrziu.

Fisurile deschise sînt de obicei cele de tracţiune şi de deplasare.

Cele de deplasare au deschideri cu atît mai mari cu cît deplasarea este mai mare . In momentul în care au apărut ,aceste fisuri ne dau indicaţii asupra poziţiei axelor principale în rocă.

Din punct de vedere tehnic aceste fisuri sînt importante decarece influenţează compresibilitatea , mobilitatea , permeabilitatea şi afînarea rocii.

De multe ori fisurile nu sînt goale ci umplute cu un material care poate fi de diferite proveniemţe .El poate fi aderent la pereţi , sau umple spaţiul dintre aceştia.

Materialul aderent la pereţi este sau un produs de alterare sau rezultatul unui schimb de minerale (sau eliminări de soluţii) . Cristalele pe pereţi poartă denumirea de druze . Ele pot fi şi chituite cînd se umplu cu cristale , fie din soluţii apoase , fie din materialul magmatic care a pătruns în ele.

Mărimea rezistenţei materialului de umplutură determină mobilitatea masivului în lungul acestor crăpături . Pentru acest material de umplutură este util să cunoaştem şi compoziţia minerală pentru a aprecia rezistenţa lui la alterare.

Cînd materialul de umplutură este granular intervine în mare măsură unghiul său de frecaţe interioară şi coeziunea sa, precum şi sensibilitatea sa la apă . Prezintă de asemenea importanţă faptul dacă apa conţinută în el este sub presiune sau nu.

Pastele argiloase sînt deosebit de periculoase , ele avînd diferite vîscozităţi şi lucrînd ca nişte lubrefianţi.

Habitusul pereţilor este important deoarece influenţează mobilitatea masivului.

Pereţii crăpăturilor pot fi rugoşi sau netezi cu urme de alunecare sub formă de striaţiuni . La crăpături ce s-au format prin tracţiune pereţii prezintă suprafeţe de ruptură granulare, aspre , cu denivelări, colţurcase şi nu prezintă urme de frecare. Crăpăturile ce s-au format prin alunecări , au zgîrieturi şi striaţiuni în planul de rupere , oglinzi de fricţiune . Aceste urme sînt provocate de granulele mai dure şi indică direcţia de mişcare.

Prin încărcarea stîncii , pe măsura executării construcţiei cresc eforturile unitare la anumite contacte dintre blocurile de stîncă. Aceasta are ca urmare distrugerea asperităţilor şi deformarea lor, ducînd la deplasarea blocurilor vecine şi schimbarea poziţiei suprafeţei stîncii care este în contact cu construcţia .

Forma crăpăturilor în secţiune transversală este neregulată . Pe lungimea întinderii ele pot prezenta încovoieri, se pot îngusta sau se pot lărgi . Ele pot fi concurente sau să detaşeze

un bloc de stîncă complet de celălalt.

4. Apa în pămînt şi în rocile stîncoase

După cum s-a văzut în cadrul noţiunilor de hidrogeologie, în golurile scoarţei terestre putem găsi apă denumită apă subterană .

La o analiză mai atentă se observă însă că aceasta nu este singura formă sub care poate fi găsită apa în scoarţă .

Dacă ne referim la pămînturi (roci moi) , ca un element component al scoarţei se constată, că aici apa se poate găsi sub următoarele forme:

- apă legată chimic
- apă legată fizic
- apă liberă
- apă sub formă de vapori
- apă sub formă solidă

Apa legată chimic

apa legată chimic intră în compoziţia mineralelor din care sînt alcătuite pămînturile.

Funcţie de modul în care ea este legată de elementele chimice din care este alcătuit mineralul distingem

- apă de hidratare
- apă zeolitică

Apa de hidratare se poate prezenta sub formă de apă de constituţie şi apă de cristalizare.

Apa de constituţie este apa pe care o găsim în compoziţia chimică a hidroxizilor Ea este foarte strîns legată de scheletul cristalin al mineralelor , sub formă de ioni de H^+ şi OH^-. Eliminarea ei se face numai prin salturi în cantităţi determinante şi la temperaturi precise.După eliminarea ei minerale-

le respective se descompun , o parte din hidrogen putînd fi înlocuită cu un metal . Exemple de apă de constituţie avem la hidraţii de fier, la diaspor şi la muscovit.

Apa de cristalizare , este legată chimic mai slab de reţeaua cristalină . Ea are proprietăţile unui corp solid intrînd în compoziţia de la suprafaţa cristalelor minerale şi fiind situată între stratele plane. Se elimină treptat pe măsură ce se încălzeşte. Exemple de apă de cristalizare întîlnim la ghips $Ca\ SO_4 + 2\ H_2O$), mirabilit ($Na_2SO_4 + 10\ H_2O$).

Apa zeolitică este conţinută sub formă de molecule în spaţiile reţelei cristaline , numărul de molecule fiind însă variabil , fără ca acesta să influenţeze uniformitatea fizică a substanţei .Este mai strîns legată de scheletul mineral decît apa de cristalizare şi se degajează din diversele minerale care o conţin la temperaturi precise, Ca exemplu se poate da apa conţinută în opal,($SiO_2\ n\ H_2O$) .

Apa legată fizic

Apa legată fizic poartă denumirea de apă de adsorbţie , formînd în jurul granulei din scheletul mineral o peliculă de apă. Legarea ei de această granulă se face prin intermediul forţelor electro-moleculare care au la bază fenomene fizice şi electrochimice.

Aceste fenomene se dezvoltă la suprafaţa granulelor din care motiv poartă denumirea de fenomene de suprafaţă şi sînt specifice particulelor de dimensiuni coloidale.

Apa de adsorbţie mai este denumită şi apă peliculară dat fiind că alcătuieşte o peliculă în jurul granulei minerale.

Apa peliculară se poate prezenta sub formă de :

- apă higroscopică ;

- apă peliculară strîns legată

- apă peliculară slab legată

Apa higroscopică înconjoară direct granulele , cu o peliculă subţire monomoleculară . Ea poate fi adsorbită direct din vaporii de apă aflaţi în aer. Legarea ei de granulă dezvoltă căldură . Această apă nu transmite nici un fel de presiune hidrostatică, nu dă pămîntului calităţi plastice , este mai densă decît apa obişnuită , nu are proprietăţi dizolvante şi nu se deplasează ca un lichid . Deplasarea ei dintr-un strat în altul se face numai trecînd prin starea de vapori , de la suprafeţe umede la cele mai uscate.

Apa peliculară este alcătuită din restul de molecule de apă care înconjoară granula. Ele înconjoară sub forma unui strat gros de mai multe molecule , apa higroscopică. Moleculele de apă ce alcătuiesc apa peliculară nu dezvoltă căldură cînd se leagă de granula minerală.

Deplasarea apei peliculare de la o granulă la alta se face direct prin pelicule fără a mai trece în stare de vapori. Ea se face pe cale osmotică de la pelicula mai groasă la pelicula mai subţire , independent de forţa de gravitaţie .

Moleculele mai apropiate de granula minerală sînt atrase mai puternic , din care motiv poartă denumirea de apa strîns legată . Cele mai depărtate fiind atrase mai slab poartă denumirea de apă slab legată .

Apa strîns legată nu transmite presiune hidrostatică ,şi nu dă proprietăţi plastice pămîntului .

S-a văzut că apa legată fizic îşi datoreşte existenţa unor fenomene fizice şi electrochimice dezvoltate la suprafaţa granulelor.

Aceste fenomene apar în sistemele disperse la suprafaţa de separaţie între faze, care poartă denumirea de interfaţă. Funcţie de mărimea interfeţei putem avea sisteme macroeterogene şi micro eterogene.

La orice interfaţă dintre două medii incomplet miscibile din cauza tensiunii superficiale a fazei celei mai compacte se produce o concentrare a particulelor fazei fluide, sub forma unei pelicule mai condensate din faza fluidă.

Intre această peliculă mai condensată şi faza pe a cărei faţă s-a format se pot produce ulterior următoarele fenomene de suprafaţă.

- absorbţia - care constă în difuziunea particulei din pelicula concentrată în faza pe suprafaţa căreia ea s-a format

- adsorbţia - care are loc pe suprafaţa solidului sub forma unui strat monomolecular de particule din faza fluidă ,legate solid prin forţe van der Waals (aici intervine nu numai suprafaţa exterioară a solidului,dar şi suprafaţa interioară a fisurilor, porilor deschişi , capilarelor)

Aceste fenomene se consideră de multe ori în ansamblu sub denumirea de sorbţie.

- Chemosorbţia - cînd particulele adsorbite se leagă prin valenţe , dînd naştere la combinaţii chimice de suprafaţă (legături de natură chimică)

Intensitatea acestor fenomene depinde :

- suprafeţa specifică (mărimea suprafeţei unităţii de ma-

gă a granulelor)

- natura mineralogică şi chimică a fazei disperse (scheletului mineral).
- natura mediului de dispersie (compoziţia sa chimică)
- natura chimică a ionilor conţinute în apă.

Suprafaţa specifică este suprafaţa unităţii de masă. Valoarea ei este strîns legată de dimensiunile granulelor şi de forma lor. Pentru granulele perfect sferice ea poate fi calculată cu relaţia :

$$S_s = \frac{n \pi d^2}{n \frac{\pi d^3}{6}} = \frac{6}{d}$$

La alte forme în loc de 6 apare un coeficient specific formei respective.

Rezultă că pămînturile care au scheletul alcătuit din granule de dimensiuni mici, vor prezenta o intensitate mai mare a fenomenelor de suprafaţă

Analiza structurii chimice şi cristaline a particulelor fine (de dimensiuni mici) întîlnite de obicei în pămînturi argiloase , a explicat cauzele care duc la producerea fenomenelor de suprafaţă .

Dacă luăm mineralul argilos denumit caolinit se constată că prin caracterul structurii sale el clivează lamelar în plăcuţe a căror grosime este numai de cîţiva microni. O particulă va reprezenta o frîntură din reţeaua cristalină a caolinitului, care schematic poate fi reprezentată ca în fig.

$$4.4\ \text{Å}\begin{cases} - Si_2O_5 - Si_2O_5 - Si_2O_5 - \\ - Al_2(OH)_4 - Al_2(OH)_4 - Al_2(OH)_4 - \end{cases} 7{,}2\ \text{Å}$$

$$4.4\ \text{Å}\begin{cases} - Si_2O_5 - Si_2O_5 - Si_2O_5 - \\ - Al_2(OH)_4 - Al_2(OH)_4 - Al_2(OH)_4 - \end{cases}$$

Se observă că acolo unde reţeaua cristalină este întreruptă avem sarcini electrice neechilibrate . Aceasta la particulă are loc la colţuri şi la muchii în special, ea fiind din acest motiv neechilibrată din punct de vedere electric.

Această neechilibrare electrică se manifestă în momentul în care particula vine în contact cu apa, care are o constantă electrică egală cu 81 . Natura electricităţii pe suprafaţa de contact este determinată după legea lui Koene de valoarea raportului constantei dielectrice a apei şi a mineralului din care este alcătuită faza solidă .

In cazul unui raport supraunitar încărcarea fazei solide va fi negativă. Mineralele care se încarcă negativ poartă denumirea de acidoide , iar cele pozitiv , bazoide. Există însă şi minerale la care natura sarcinei electrice a particulei variază funcţie de natura lor chimică şi de natura ionilor din mediul înconjurător . Ele poartă denumirea de amfolitoide.

Pentru fiecare mineral există o anumită valoare pH denumită valoare izoelectrică a mediului de dispersie pentru care mineralul rămîne neîncărcat electric.

La mineralele argiloase constanta dielectrică fiind cuprinsă între 5 - 8 , ele se vor încărca negativ.

In apa din natură cantonată în pămînt se găsesc electroliţi proveniţi din sărurile ce se găsesc dizolvate întrînsa . Aceştia vor căuta să neutralizeze particula argiloasă care este neechilibrată electric.

Particula argiloasă fiind încărcată negativ va căuta să atragă din mediul înconjurător , cationi, care o vor înconjura ca un nor.

Din cele arătate rezultă că natura activităţii superficia-

le poate fi reprezentată simplificat printr-o atracţie electrostatică în jurul particulei.

Cîmpul electric depinde de constanta dielectrică a celor două medii , potenţialul său purtînd denumirea de potenţial

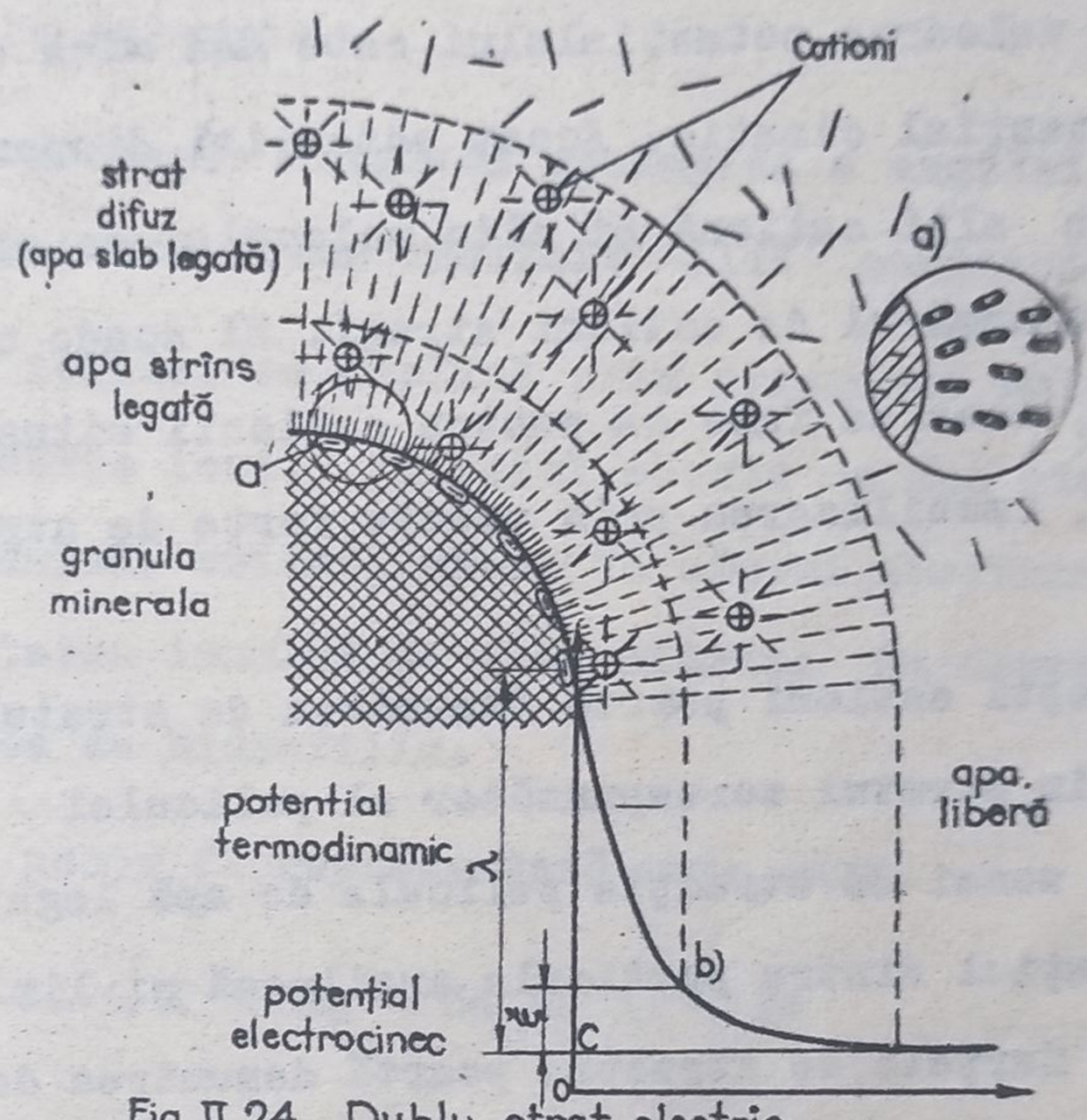


Fig. II. 24. Dublu strat electric.

termodinamic care este maxim la suprafaţa particulei. Din acest motiv forţele de atracţie au aici valoarea maximă.

Forţele de atracţie se exercită asupra cationilor din mediul de dispersie , şi chiar asupra moleculelor de apă care alcătuiesc acest mediu , ele fiind polare (fig.II.25).

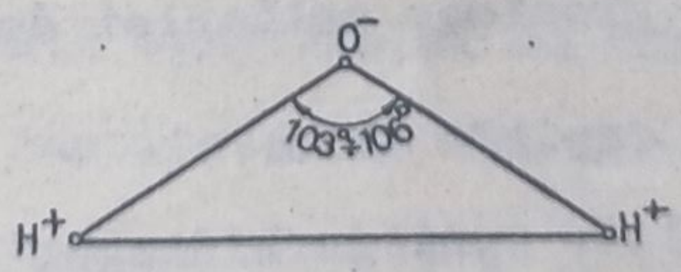


Fig. II.25 Dipol de apă.

Cationii fiind mai puternic atraşi îşi pierd mişcarea termodinamică (browniană) din care motiv poartă denumirea de cationi strîns legaţi sau stratul fix de contranioni. Aceşti cationi sînt

hidratați , tot datorită polarității apei. Rezultă că în pelicula de apă strîns legată sînt cuprinse moleculele de apă atrase de particula și moleculele de apă ale cationilor hidratați

Prin atracția cationilor din stratul fix de contraioni, o parte a energiei particulei este consumată , astfel că la limita acestui strat valoarea potențialului este mai mică el purtînd denumirea de potențial cinetic. Acest potențial disponibil atrage la rîndul său alți cationi și alte molecule de apă, valoarea lui scăzînd cu numărul de cationi atrași. El scade cu distanța de la particulă, ceea ce face ca pentru cationii situați la distanță mai mare , imobilizarea prin aceste forțe de atracție să fie mai mică .

Acești cationi poartă denumirea de stratul difuz de ioni iar apa din stratul corespunzător al peliculei - apă slab legată. La limita zonei de atracție pelicula de apă legată fizic se termină . Spațiul dintre particula argiloasă și limita pînă la care se resimt forțele de atracție poartă denumirea de atmosferă ionică. Complexul alcătuit din ionii adsorbiți și moleculele de apă poartă denumirea de complex de adsorbție. (fig.II.24).

Ionii de semne contrarii asemănîndu-se cu plăcile unui condensator electric, fenomenul a căpătat numele de dublu strat electric.

Cantitatea de ioni adsorbiți determină grosimea atmosferei ionice și prin urmare și grosimea peliculei de apă adsorbite.

Această cantitate depinde de :

- pH (potențialul de ioni de hidrogen liberi)
- natura ionilor
- originea geologică a argilei

și se exprimă în miligrame de ioni echivalenți la 100 gr. de pămînt.

Cu cît cationii au o valenţă mai mare cu atît grosimea stratului este mai mică`. Aceasta poate fi reprezentată prin şirul H > Ca > Mg > K > Na. Argilele care au cationi de hidrogen adsorbiţi poartă denumirea de argile nesaturate , iar cele care adsorb metale, argile saturate.

In ceea ce priveşte originea geologică a argilei şirul poate fi schematizat sub forma caolinit -ilit- montmorilit .

Hidratarea ionilor se explică prin atragerea moleculei de apă polare de către ioni. In felul acesta ea îşi pierde mişcarea si termodinamică, orientîndu-se în cîmpul electric al cationului. Proprietatea ionului de a se hidrata în anumită măsură poartă denumirea de hidrofilie.

Hidrofilia poate fi reprezentată prin şirul

$$C_s < Li < K < Mg < Ca < Al < Fe$$

Se vede că hidrofilia creşte cu valenţa atomilor. In acelaşi timp intensitatea sarcinilor electrice ale ionilor în general creşte mult mai intens decît hidrofilia lor.

Gradul de hidratare depinde de greutatea atomică a unei valenţe a atomului. Cu cît greutatea atomică este mai mare cu atît posibilitatea de hidratare a unei valenţe scade.

De aceea în cazul complexului de adsorbţie saturat cu cationi monovalenţi cantitatea de apă atrasă în jurul particulei este mai mare, ceea ce măreşte şi grosimea stratului difuz.

Cu cît lichidul este mai puţin polar, conţinutul de molecule din complexul de adsorbţie scade, şi se micşorează şi grosimea stratului difuz.

Prezenţa, unui anumit tip de ioni în complexul de adsorbţie nu este definitivă. In anumite cazuri este posibilă înlocui-

rea unui ion din complex, cu un alt ion , fenomenul fiind denumit schimb de ioni. Printre factorii care condiţionează schimbul de ioni se pot enumera aciditatea mediului, concentraţia ionilor , natura ionilor.

Capacitatea de schimb este condiţionată de compoziţia mineralogică şi structura cristalină, precum şi compoziţia granulometrică a scheletului, de pH -ul mediului.S-a constatat că energia de schimb creşte cu valenţa .

Schimbul de ioni nu trebuie considerat o reacţie chimică deoarece prin manifestarea lui nu se produc modificări de compoziţie chimică a substanţei solide a particulelor . Ea este o manifestare a energiei de suprafaţă a particulelor din fracţiunea argiloasă.

Cu cît capacitatea de schimb a unui pămînt este mai mare, cu atît proprietăţile sale depind într-o mai mare măsură de modificările factorilor fizico-chimici ai mediului înconjurător.

Schimbarea ionilor în complexul de adsorbţie produce modificări ale întregului ansamblu.

Prin adsorbţie de Ca^{++} şi Mg^{++} se obţin următoarele schimbări în comportarea pămîntului :

- se reduce hidrofilitatea
- se scade contracţia şi umflarea
- se reduce sensibilitatea la acţiunea apei

Prin adsorbţie de Na^{+} se obţin următoarele schimbări în comportarea pămîntului :

- creşte învelişul de apă adsorbită
- creşte impermeabilitatea pămîntului

Filmul de apă legată are o grosime cuprinsă obişnuit între 0,25 - 0,50 μ , iar greutatea ei specifică variază între

1,2 - 2,4 . Ea poate prelua eforturi de alunecare . Constanta ei dielectrică este de 2,2 ` şi temperatura de îngheţ - 78°C.

Deplasarea apei peliculare se face prin migrare de la particula cu pelicula mai groasă spre particula cu pelicula mai subţire pînă la atingerea echilibrului.

Lebedev a denumit complexul alcătuit din apa higroscopică şi apa strîns legată , apa moleculară. Această peliculă de apă spre limita exterioară este lichidă dar are o vîscozitate mare.

Cantitatea de apă care depăşeşte cantitatea de apă moleculară este apa slab legată , a cărei proprietăţi se apropie foarte mult de apa obişnuită mai ales în păturile situate la periferia complexului de adsorbţie. Apa slab legată nu îngheaţă la temperatura de -1,5° .

Complexul format din particulă şi pelicula de apă strîns şi slab legată, alcătuieşte o micelă. Teoria care consideră argilele alcătuite din particule sub formă de micele poartă numele de teoria micelară a argilelor.

Prin ea se pot explica o serie de fenomene specifice argilelor ca plasticitatea , contracţia - umflarea , tixotropia.

Tixotropia

Prin tixotropie în chimia coloidală se înţelege proprietatea pe care o au unele sisteme coloidale de a se lichefia sub influenţa unei acţiuni mecanice , şi de a trece din starea de gel în starea de suspensie.

După încetarea acţiunii mecanice are loc restabilirea stării iniţiale , sistemul treptat coagulează din nou şi trece înapoi în gel.

Această 'transformare din gel în sol şi invers, se data-

reşte , existenţei particulelor de apă adsorbită.

Apa liberă . Apa capilară

Apa capilară există ca urmare a fenomenelor ce apar la suprafaţa de separaţie între apă şi aer şi între apă şi solid . Intensitatea acestor fenomene depinde de natura substanţelor respective.

Suprafaţa solidelor se deosebeşte de interiorul lor deoarece particulele de la suprafaţă spre deosebire de cele din interior au o energie liberă de legătură în sens perpendicular pe suprafaţă. Astfel ia naştere la suprafaţă un cîmp de forţe care este denumit tensiune superficială (fig.II.26) .

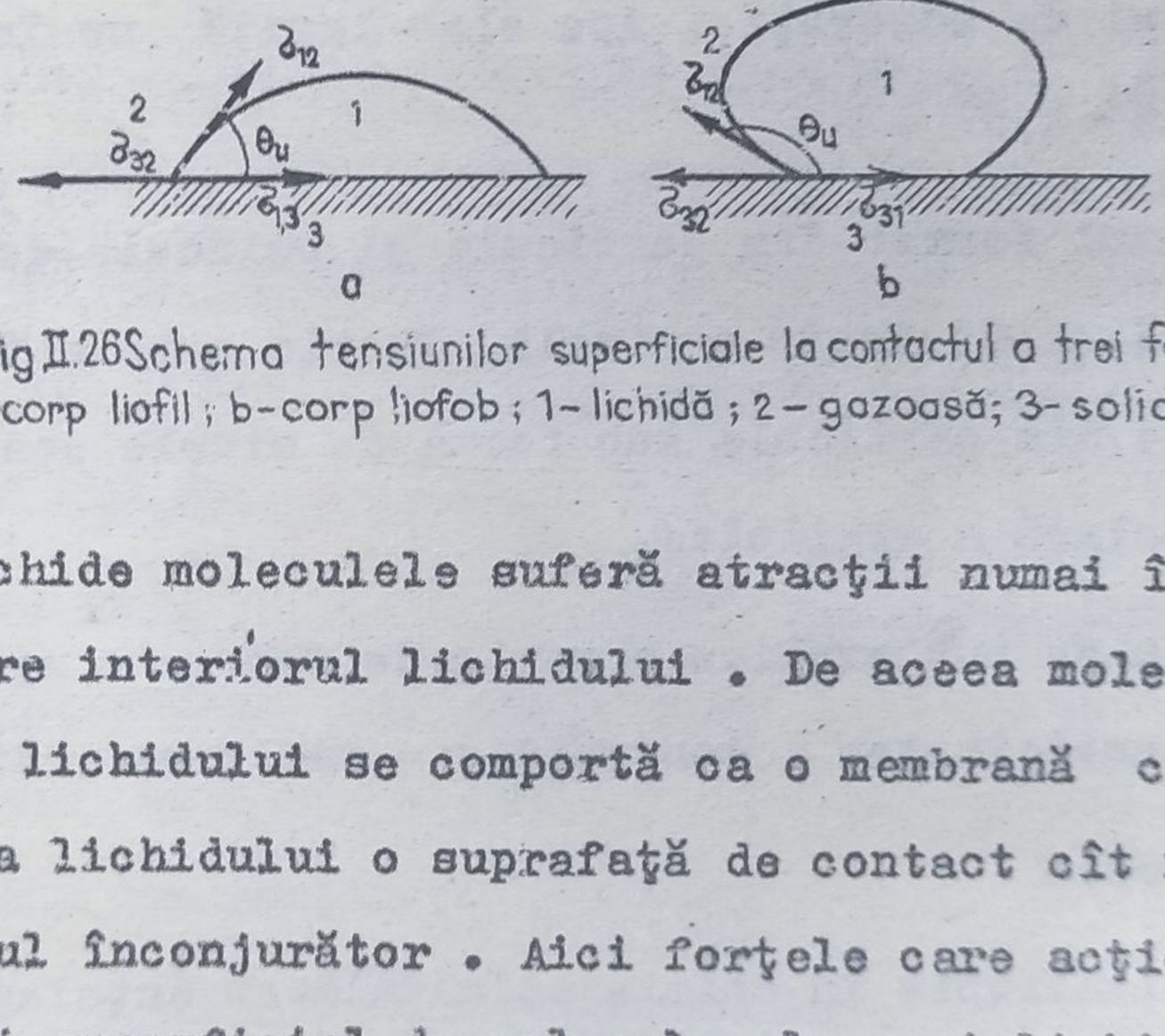


Fig II.26 Schema tensiunilor superficiale la contactul a trei faze:
a-corp liofil ; b-corp liofob ; 1- lichidă ; 2 - gazoasă; 3- solidă

La lichide moleculele suferă atracţii numai în plan orizontal şi spre interiorul lichidului . De aceea moleculele de la suprafaţa lichidului se comportă ca o membrană care are tendinţa de a da lichidului o suprafaţă de contact cît mai redusă faţă de mediul înconjurător . Aici forţele care acţionează asupra stratului superficial de molecule ale unui lichid formează de asemenea tensiunea superficială.

In cazul în care tensiunea superficială între solid şi lichid este mai mare decît atracţia între moleculele lichidului , acesta se întinde pe suprafaţa de contact. Solidul în acest caz se numeşte liofil sau hidrofil dacă lichidul este apă. (fig.II.28 a şi fig.II.28 b) . Rezultanta atracţiei este îndreptată spre solid, unghiul tangentei la curbă numindu-se unghi

de umectare.

Dacă suprafaţa lichidului este limitată de un contur plan, caută să aibe o suprafaţă plană , Fiind curbată caută să obţină o formă plană şi exercită presiuni sau tracţiuni pe suprafaţa meniscului.

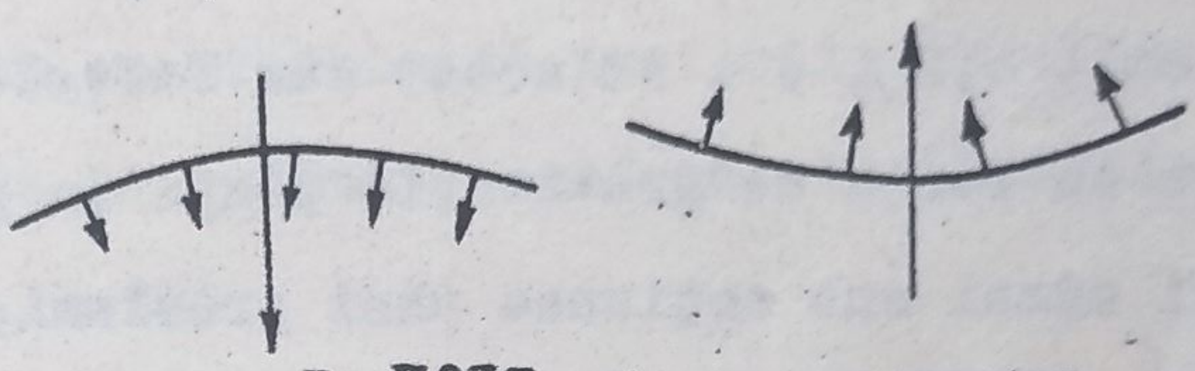


Fig.II.27 Presiunea pe menisc

Rezultanta acestor presiuni sau tracţiunii apasă asupra lichidului , sau îl atrage în sus apărînd fenomenul de capilaritate. (fig.II.27).

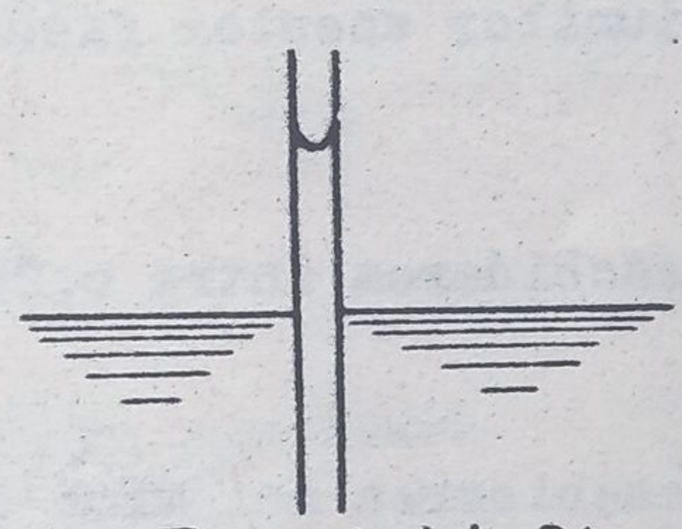


Fig II 28a Lichid liofil

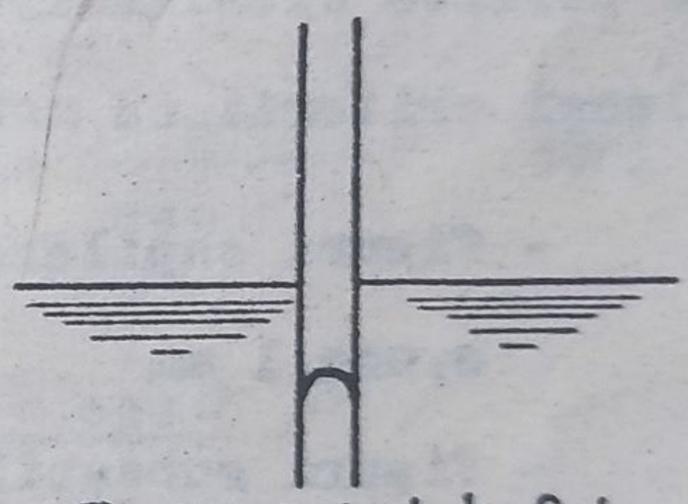


Fig II 28b lichid liofob

Datorită forţelor de atracţie exercitate de solid şi a tendinţei lichidului de a avea o suprafaţă de contact cît mai redusă faţă de mediul înconjurător , în tuburi de diametre mici sau în deschideri de dimensiuni reduse apar fenomene la suprafeţele de separaţie solid - lichid şi lichid - aer care se concretizează prin manifestarea forţelor de antrenare capilară.

Golurile în pămînt pot fi asimilate cu astfel de tuburi avînd un diametru neregulat , şi din cauza fenomenului menţionat apa se ridică în aceste goluri dacă au un anumit diametru.

Ţinînd seama de apariţia fenomenelor capilare în pori

de o anumită mărime , aceştia pot fi clasificaţi din acest punct de vedere în :

- pori supracapilari , cu goluri având un diametru mai mare de o,5o8 mm. In aceşti pori apa circulă uşor numai sub influenţa forţei de gravitaţie.

- pori capilari cu diametrul cuprins între o,5o8 pînă la o,oooz mm (o,2 μ) . In acest caz forţele capilare îşi fac echilibru cu forţa de gravitaţie , apa în pori se mişcă foarte încet şi numai sub acţiunea unei presiuni.

- pori subcapilari , cu diametrul mai mic de o,oooz mm în care apa este menţinută prin forţe de adsorbţie şi împiedecă circulaţia prin aceşti pori foarte mici.

In fisurile stîncilor există de asemenea apă capilară care permite clasificarea dimensiunilor acestor fisuri folosind aceleaşi criterii ca mai sus în :

- fisuri capilare având deschiderea între o,254 mm şi o,ooo 1 mm
- fisuri subcapilare cu deschiderea mai mică de o,oool mm

Apa se ridică în tubul capilar pînă cînd se stabileşte un echilibru între forţele de antrenare capilară şi greutatea coloanei de lichid , a cărei înălţime a fost denumită înălţimea capilară .

La partea ei superioară ea este limitată de o suprafaţă denumită menisc.

După legea lui Laplace , pentru un lichid având o tensiune superficială σ , presiunea unitară dirijată după normala la suprafaţa meniscului, necesară menţinerii sale curbate în condiţiile realizării unui echilibru de membrană va fi :

$$q = \sigma \left(\frac{1}{\rho_1} + \frac{1}{\rho_2} \right)$$

$\frac{1}{\rho_1}$ şi $\frac{1}{\rho_2}$ fiind curburile principale ale secţiunilor normale corespunzătoare direcţiilor principale ale suprafeţei meniscului , suma ($\frac{1}{\rho_1} + \frac{1}{\rho_2}$ se numeşte curbura mijlocie a suprafeţei . Această presiune unitară distribuită pe suprafaţa proiecţiei meniscului echilibrează proiecţia rezultantei tensiunilor superficiale distribuite uniform la limitele porţiunii de menisc. (fig.II.29)

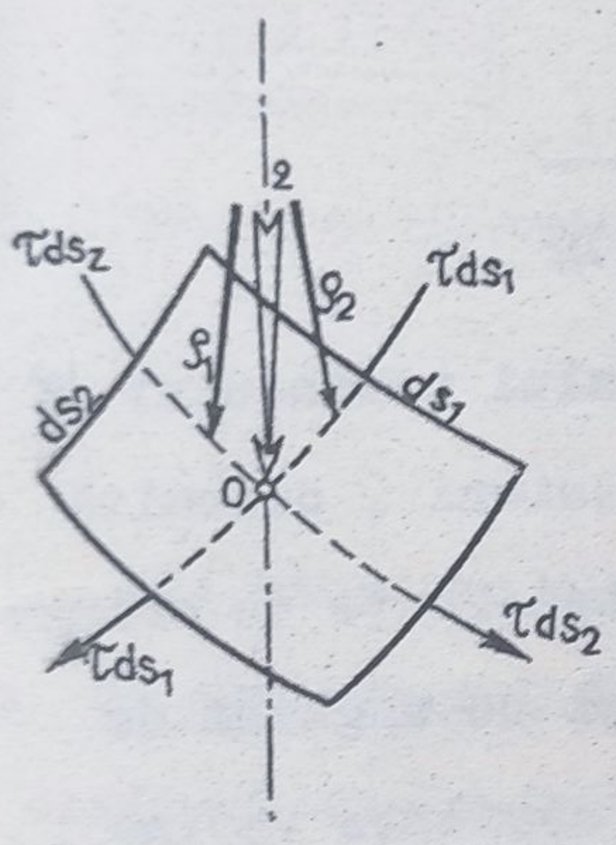


Fig.II.29.Tensiunea superficială a lichidului.

Dacă vom considera meniscul sferic şi tubul de secţiune circulară, rezultă :

$$\rho = \tau\left(\frac{1}{R} + \frac{1}{R}\right) = \frac{2\tau}{R}$$

şi

$$R = \frac{r}{\cos\theta}$$ deci

$$\rho = \frac{2\tau\cos\theta}{r}$$

Punînd condiţia ca această rezultantă a forţelor de tensiune superficială să echilibreze greutatea coloanei de lichid putem scrie :

$$\pi r^2 h_c \rho_w \cdot g = \frac{2\tau\cos\theta}{r} \cdot \pi r^2$$

de unde ,

$$h_c = \frac{2\tau\cos\theta}{r \cdot \rho_w \cdot g}$$

Inlocuind $\tau = 72{,}58$ dyne /cm la 20^0C.

$\rho_w \cdot g = 981$ - rezultă

$$h_c = \frac{0{,}15\cos\theta}{r}$$

θ este unghiul de umectare , şi în cazul cel mai nefavorabil se ia egal cu 0° de unde obţinem

$$h_0 = \frac{0,15}{r}$$

Tensiunea capilară variază cu temperatura după relaţia

$$\sigma_t = \sigma_0 \left[1 - \alpha(T - T_0)\right]$$

Dacă în calculul înălţimii de ascensiune capilară, avem în vedere densitatea vaporilor saturanţi (ρ_v)deasupra meniscului, înălţimea capilară are expresia:

$$h_c = \frac{2\sigma \cos \theta}{r(\rho_w - \rho_v)g}$$

Acţiunea tensiunii superficiale asupra conturului meniscului dă naştere în pereţii tubului capilar unei compresiuni , denumită presiune capilară (fig.II.3o) . Mărimea acestei forţe de compresiune depinde de înălţimea coloanei capilare şi de unghiul de umectare . Presiunile capilare a două tuburi capilare vecine , încarcă scheletul la nivelul franjului capilar în dreptul granulelor care alcătuiesc pereţii acestor tuburi.

Generalizînd acest fenomen la tot orizontul superior al apei capilare, se obţine pe această suprafaţă o presiune distribuită pe unitatea de suprafaţă notată cu σ_k.

Această presiune se distribuie în realitate numai la schelet astfel că, presiunea capilară în schelet poate fi calculată prin intermediul lui σ_k cu relaţia :

$$p_k \cdot (1 - n) = p_k \frac{1}{1+e} = \sigma_k$$

$$p_k = \sigma_k (1 + e)$$

Variaţia presiunii capilare pe verticală se poate deter-

mina cu relaţia (fig.II.31).

$$\sigma_{kz} = \rho_w g h_c - \rho_w g z = \gamma_w h_c - \gamma_w z = \gamma_w (h_c - z)$$

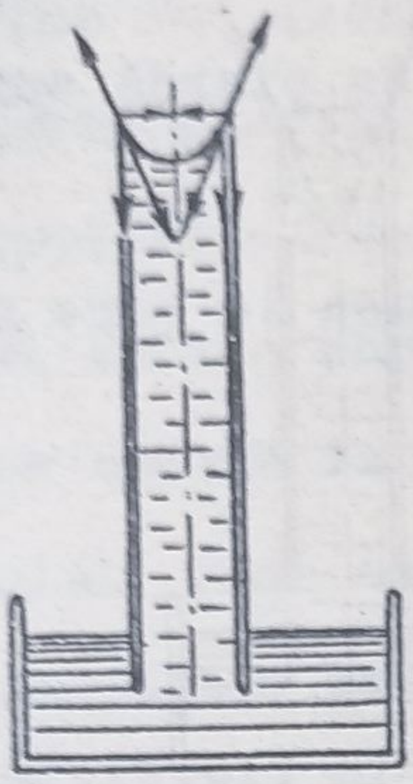
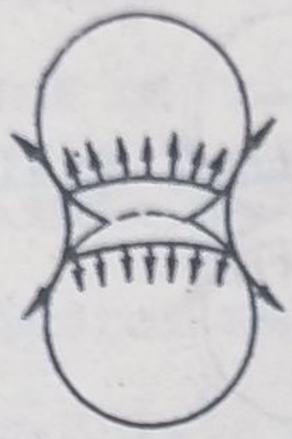


Fig.II.30 Presiunea capilară.



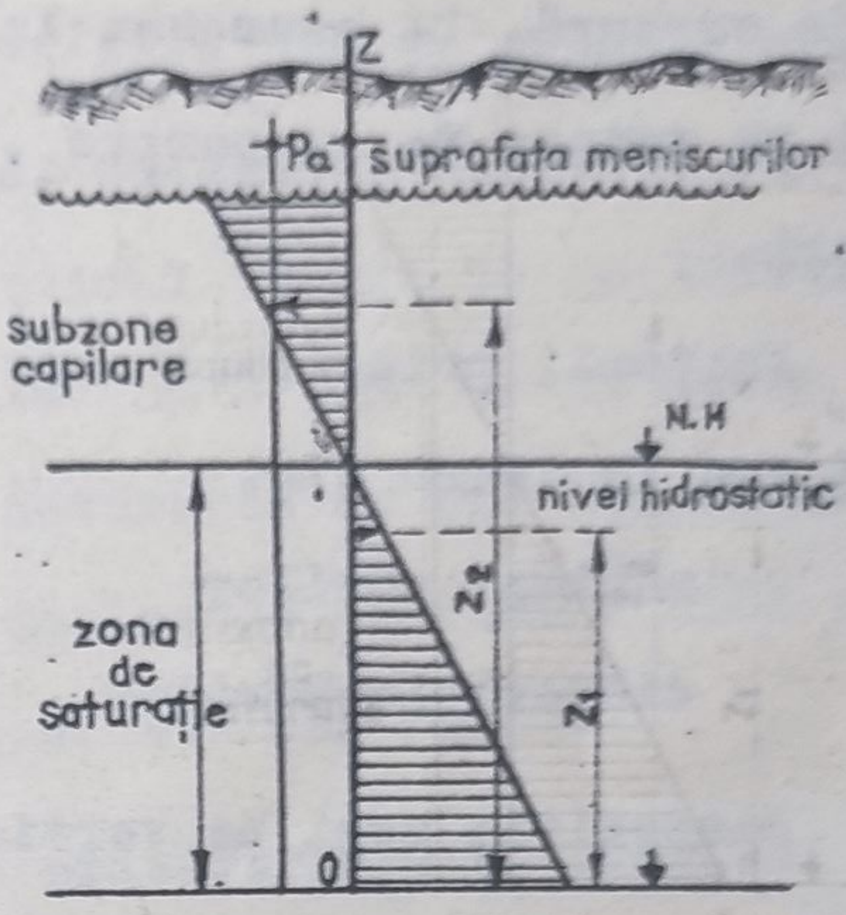


Fig.II.31. Distribuţia presiunii hidrostatice în apa capilară şi gravitaţională.

Cît timp vom avea $h_c > z$ în apă vor apărea eforturi unitare de întindere , iar în schelet de compresiune . Rezultă că apa capilară poate prelua eforturi de întindere.

Dacă $z > h_c$ vom avea solicitări de compresiune în apă (conform legii hidrostatice) , scheletul fiind supus la o forţă ascensională arhimedică.

Dacă ţinem seama de presiunea atmosferică în diagrama de variaţie trebuie introdusă şi linia p_a indicînd efectul presiunii atmosferice .

In terenul de fundaţie , capilarele se prezintă sub forma şi dimensiuni neregulate . Apa se va ridica în ele preferînd canalele de diametre mici şi închizînd aerul acolo unde diametrele sînt mai mari. Porii în imediata apropiere a nivelului apei subterane vor fi umpluţi complet cu apă. Pe măsură ce urcăm ei vor fi umpluţi din ce în ce mai mult numai cu aer. Aceasta se explică prin faptul că pe măsură ce urcăm mai sus , greutatea coloanei

de apă devine din ce în ce mai mare şi învinge forţele de tensiune capilară, ea reuşind să se menţină numai acolo unde avem raze mici de curbură. De asemenea la suprafaţa meniscurilor are loc uneori un proces de evaporare , care face ca să se piardă apa din pori.

Factorii principali care determină înălţimea la care se ridică apa în teren sînt:

- mărimea porilor
- dispoziţia porilor

Dispoziţia apei pe verticală este arătată în fig.II.32.

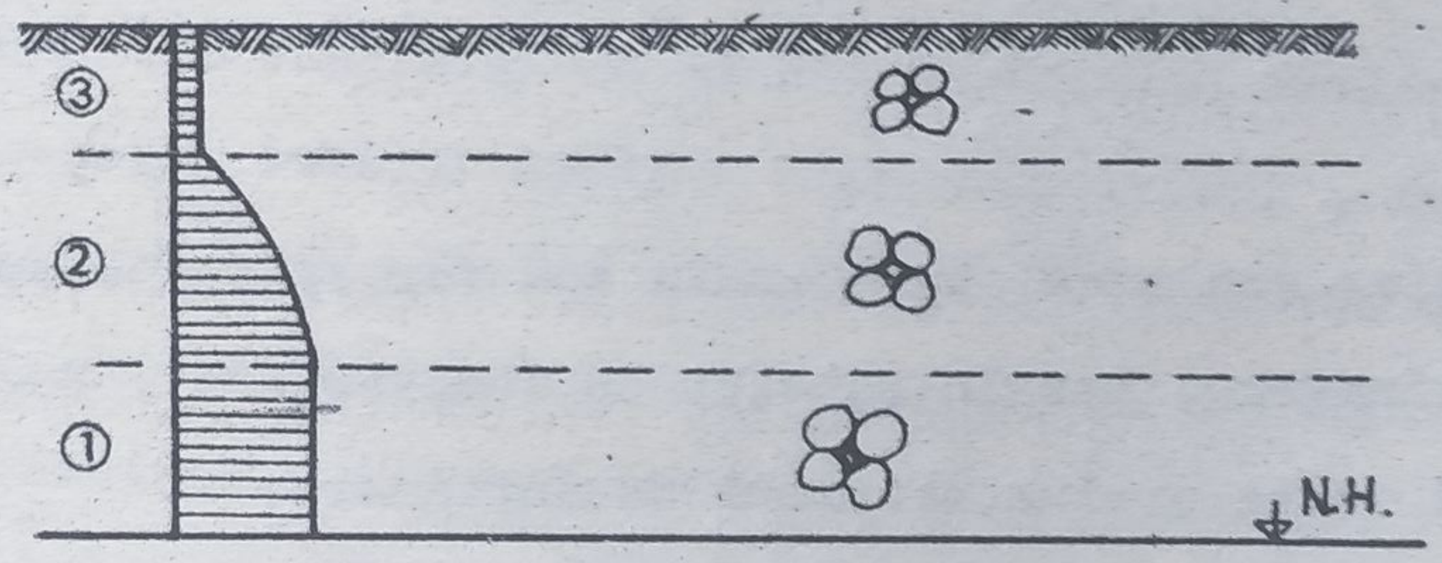


Fig.II.32. Distribuţia apei capilare pe verticală

In zona 1 greutatea apei capilare se transmite scheletului sub forma unui efort de compresiune , vertical avînd valoarea $p_k = \gamma_w h_c(1+e)$ Ea umple aici complet porii şi se numeşte zonă de saturare capilară.

In zona 2 ea are aceeaşi direcţie dar din cauză că nu umple golurile sarcina ce revine scheletului este mai redusă

$p_k = \alpha \gamma_w h_c(1+e)$ Ea poartă denumirea de zonă de saturare capilară parţială.

In zona 3 coloana capilară se rupe şi există numai în dreptul contactelor granulelor, ceea ce schimbă forma meniscurilor şi caracterul de aplicare a presiunii capilare. Ea poartă

denumirea de apă capilară de contact.

Această presiune capilară dă naştere la o rezistenţă la întindere şi forfecare a granulelor de nisip , denumită angrenaj capilar sau coeziune aparentă. Frecarea dintre granule creşte datorită acestei presiuni capilare. Coeziunea aparentă face ca nisipul să se menţină cu taluz vertical pe cca 5o cm înălţime, şi să aibe o porozitate mai mare cu 2o% - 3o% decît aceea în stare uscată la afînarea maximă. Saturarea cu apă sau uscarea nisipului face ca granulele să se deplaseze căutînd o nouă stare de echilibru mai stabilă la o porozitate mai redusă.

Apa capilară de contact nu poate transmite presiuni hidrostatice (fig.II.33).

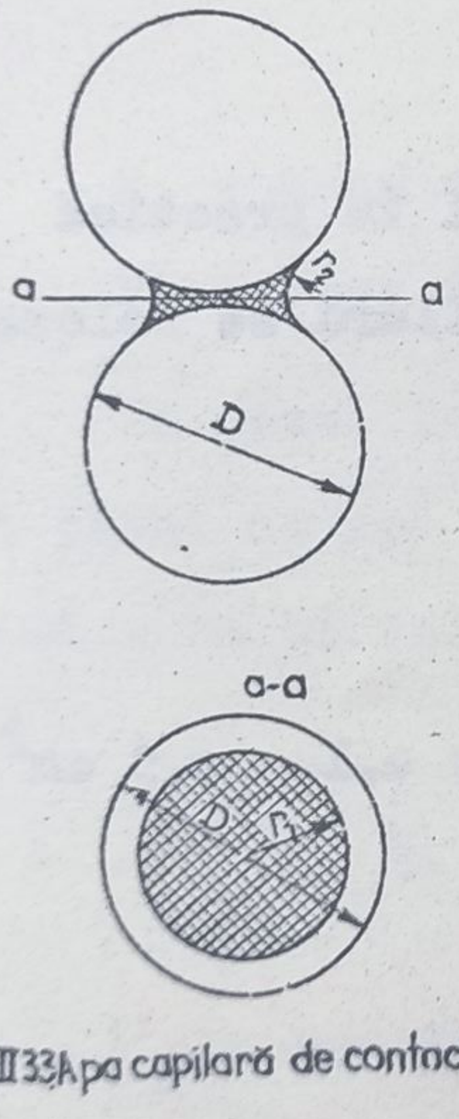


Fig.II.33.Apa capilară de contact

In prafuri şi nisipuri capilarele nu sînt continui şi nici de acelaşi diametru . Inălţimea apei capilare este influenţată în mare măsură de distribuţia porilor şi mărimea lor .

In argile avem apă capilară pe lîngă apă legată . Aici înălţimea capilară reală este mai redusă în realitate decît cea calculată teoretic, deoarece apa legată împiedică deplasarea apei capilare în golurile mici.

Intr-un pămînt distingem o valoare maximă şi una minimă pentru ascensiunea capilară din cauza neregularităţii dimensiunilor şi tuburilor capilare (fig.II.34).

Deci din acest motiv la scăderea nivelului apelor subterane meniscul poate să rămînă pe loc .De asemenea se poate ca în dreptul porilor mai mari , mai jos de meniscuri , coloana capilară să se rupă , ea terminîndu-se la partea de jos tot cu un

menisc . In acest fel în nagtere apa capilară suspendată .Invers la creşterea cantităţii de apă în capilar , pot să apară bule de aer închise în masa de apă. (fig.II.35)

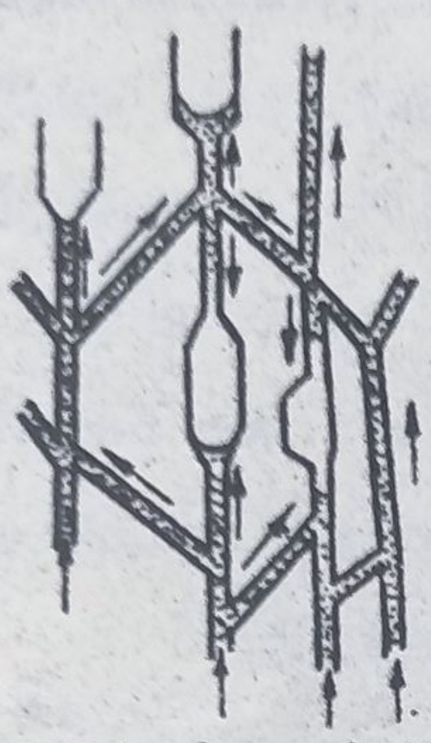


Fig.II34 Bule de aer închise în pământ prin ascensiunea capilară.

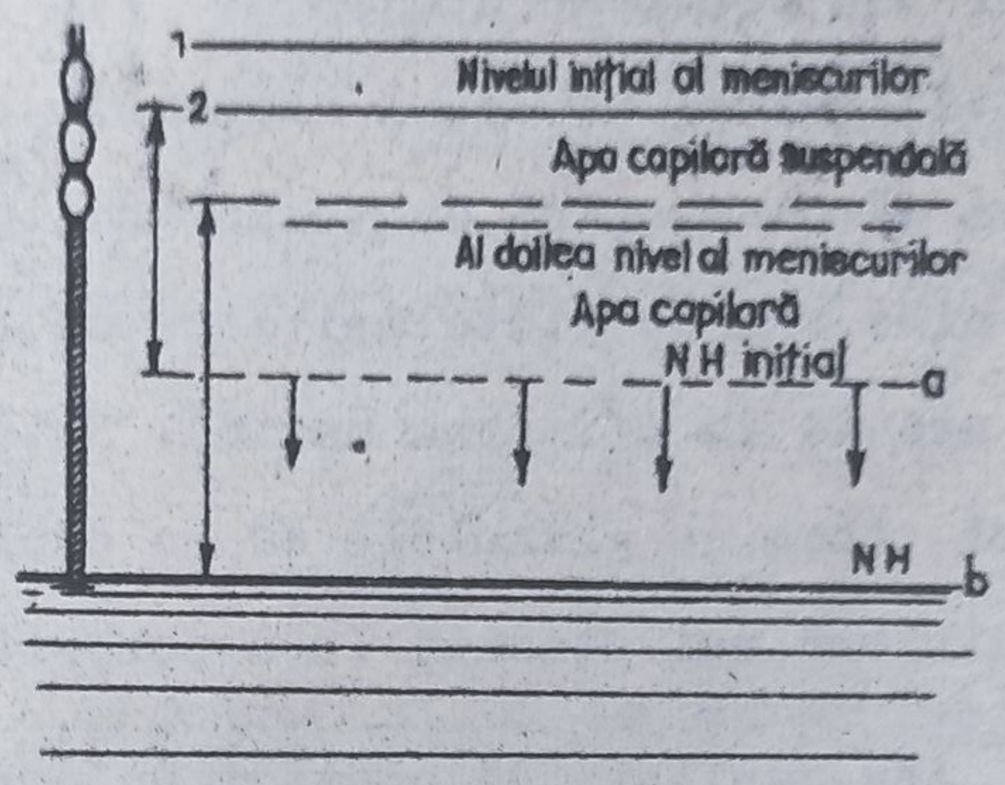


Fig.II 35. Zonele de apă capilară

Avînd în vedere cele arătate de multe ori în practică pentru determinarea înălţimii de ascensiune capilară se foloseşte formula empirică :

$$h_c = \frac{c}{e\, d_{1o}}$$

c = o valoare empirică care variază între o,1 - o,5 cm^2

e = indicele porilor

d_{1o} = diametrul eficient al pămîntului

Apa gravitaţională

Apa gravitaţională umple porii şi golurile mai mari formînd uneori chiar pungi de apă. Ea se deplasează în pămînt sub acţiunea forţelor de gravitaţie şi a presiunilor hidrostatice şi hidrodinamice .

Apa gravitaţională are toate proprietăţile apei din natură . Ea nu este chimic pură ci conţine sărări dizolvate şi de multe ori şi substanţe în stare coloidală . Prin disocierea aces-

tor săruri ea poate avea o reacţie acidă sau bazică funcţie de valoarea p.H. care o caracterizează (potenţialul de hidrogen, - logaritmul zecimal al inversului numărului de grame de ioni liberi de hidrogen într-o soluţie de 1 l.). La apa acidă valoarea pH este mai mică decît 7 iar la apa bazică egală cu 7.

5. Proprietăţile pămîntului în raport cu apa

Umiditatea

Cantitatea de apă cuprinsă în pămînt care se pierde prin încălzirea lui la 1o5°C , poartă denumirea de umiditate şi se exprimă printr-un indice geotehnic ce se calculează cu relaţia:

$$w\% = \frac{M_a}{M_s} \; 1oo\ \%$$

M_a - masa apei din proba de pămînt

M_s - masa fazei solide (a scheletului)din aceeaşi probă

In cazul în care pămîntul este saturat , adică toţi porii sînt plini cu apă , umiditatea poartă denumirea de umiditate maximă . Ea se calculează cu expresia

$$w_{sat} = \frac{M_{a\ max}}{M_s} = \frac{V_g \cdot \rho_w}{V_s\ \rho_s} = \frac{e\ \rho_w}{\rho_s}$$

ρ_w - densitatea apei

ρ_s - densitatea scheletului

Umiditatea reprezentată prin apa higroscopică în pă[illegible] poartă denumirea de higroscopicitate maximă.

Apa strîns legată împreună cu apa [illegible]groscopică ,constituie după Lebedev apa moleculară. Cantitatea maximă de apă moleculară dintr-un pămînt poartă denumirea de capacitatea de absorbţie moleculară maximă.

Umiditatea moleculară maximă este raportul dintre această

cantitate de apă şi greutatea particulelor minerale .

Dat fiind că scheletul solid nu diferă mult ca densitate dacă ne referim la variaţia densităţii mineralelor din care este alcătuit , se poate lua pentru scopuri practice următoarea valoare a densităţii funcţie de granulozitatea materialului

- nisipuri 2,65 gr/ cm^3
- prafuri şi pămînturi prăfoase 2,68 gr/cm^3
- argile . 2,72 gr

Pentru a exprima gradul în care porii sînt umpluţi cu apă se foloseşte noţiunea de grad de umiditate notată cu S_r.

Gradul de umiditate se calculează cu relaţia

$$S_r = \frac{V}{V_{su}} = \frac{V}{\frac{e \rho_w}{\rho_s}} = \frac{w \cdot \rho_s}{e \rho_w}$$

După gradul de umiditate distingem

	necoezive	coezive
pămînt uscat	$0 < S_r \leq 0,5$	$0 < S_r \leq 0,4$
pămînt umed	$0,5 < S_r \leq 0,8$	$0,4 < S_r \leq 0,8$
Pămînt foarte umed	$0,8 < S_r \leq 1,0$	$0,8 < S_r \leq 0,9$
Pămînt saturat	$S_r = 1,0$	$0,9 < S_r \leq 1,0$

Cu ajutorul indicilor geotehnici definiţi, se pot stabili prin calcul valorile altor indici geotehnici necesari în practică.

Densitatea

Densitatea ρ_s a granulelor solide dintr-un pămînt este raportul dintre masa particulelor solide şi volumul lor.

Densitatea aparentă în stare uscată ρ_a este raportul dintre masa unui pămînt în stare uscată şi volumul său aparent. Ea poate fi dedusă din densitatea ρ_s a granulelor şi

porozitatea pământului.

Dacă în masa totală a pământului uscat alcătuită din masa scheletului şi a aerului îl neglijăm pe acesta din urmă putem scrie.

$$M_t = M_s = V_s \rho_s = V_. \rho d. \text{ de unde}$$

$$\rho_d = \frac{V_s \cdot \rho_s}{V} = \rho_s \frac{V - V_g}{V} = \rho_s (1 - n) .$$

Densitatea aparentă la umiditatea w, notată ρ_a este raportul dintre masa unui pământ având umiditatea w şi volumul său aparent . Ea se poate calcula , neglijînd masa aerului din pământ în felul următor :

$$M_t = M_s + M_a = V_s \rho_s + \frac{M_a \cdot M_s}{M_s} = V_s \rho_s + V_s \rho_s W$$

$$M_t = \rho_a V = V_s \rho_s (1 + W) = \rho_s (V - V_g) (1 + W)$$

$$\rho_a = \frac{\rho_s}{V} (V - V_g)(1 + W) = \rho_s (1 - \frac{V_g}{V})(1+W)$$

de unde $\rho_a = \rho_s (1 - n)(1 + W)$

Densitatea aparentă submersată $-\rho'-$ este raportul dintre masa unui pământ aflat sub nivelul apei şi volumul său aparent.

Se calculează cu relaţia :

$$M'_t = M_s - M_a = \rho_s V_s - \rho_w V_s = V_s (\rho_s - \rho_w) = (V - V_g)(\rho_s - \rho_w)$$

$$\rho' = \frac{M'_t}{V} = (\rho_s - \rho_w)(1 - \frac{V_g}{V}) = (\rho_s - \rho_w) (1 - n)$$

Greutatea specifică

Greutatea specifică este forţa cu care o masă de pământ este atrasă în cîmpul gravitaţional . Ea în general pentru unitatea de masă se determină cu relaţia $\gamma = \rho \cdot g$.

Funcţie de densităţile menţionate mai sus, vom avea următoarele greutăţi specifice:

- greutate specifică a scheletului mineral γ_s
- greutatea specifică aparentă în stare uscată γ_d
- greutate specifică aparentă γ_a
- greutate specifică aparentă submersată γ'
- greutatea specifică a apei γ_w
- greutatea specifică aparentă a pământului saturat γ_{sat}

Densităţile se exprimă în grame pe cm^3 sau tone pe m^3 iar greutăţile specifice în N/cm^3 sau KN/m^3 .

Plasticitatea pământului

Existenţa apei în pământ influenţează asupra proprietăţilor acestuia, şi determină comportarea lui din punct de vedere al stabilităţii sale , avînd în vedere starea de tensiuni la care dă naştere.

Funcţie de ordinul lor de mărime, granulele minerale care alcătuiesc un pământ, pot fi inerte faţă de apă sau superficial active.

Primele sînt elemente granulometrice primare, formate în decursul procesului de eroziune fizică şi chimică slabă.

Celelalte sînt elemente secundare formate din agregate de elemente primare, rezultate în urma acţiunii forţelor coloidale.

Făcînd analiza granulometrică prin sedimentare se distrug aceste agregate prin adăugire de peptizanţi , alterînd astfel proprietăţile reale ale pământului din zăcămînt .

In practică însă de multe ori interesează tocmai aceste agregate care au o structură proprie şi se comportă altfel decît elementele primare izolate.Ele poartă denumirea de microagregate şi au în general o rezistenţă mare la acţiunile mecani-

ce, rezistenţă care poate fi folosită în diferite ocazii.

Avînd în vedere că aceste agregate s-au format prin existenţa apei peliculare , există posibilitatea de a aprecia granulozitatea unui pămînt prin prizma unor proprietăţi ce derivă din existenţa apei peliculare şi a micro-agregatelor.

Proprietatea pe care o au pămînturile de granulaţie fină şi care poartă denumirea de plasticitate constă în capacitatea lor de a fi modelate fără ca prin aceasta să-şi schimbe volumul sau să-şi piardă continuitatea masei. Această prcprietate se datoreşte fracţiunii argiloase din pămînt înconjurată de pelicula de apă adsorbită . In fig.II.36 se vede cum pelicula de apă adsorbită care dă naştere forţelor de coeziune primară (electromoleculară) asigură continuitatea masei.

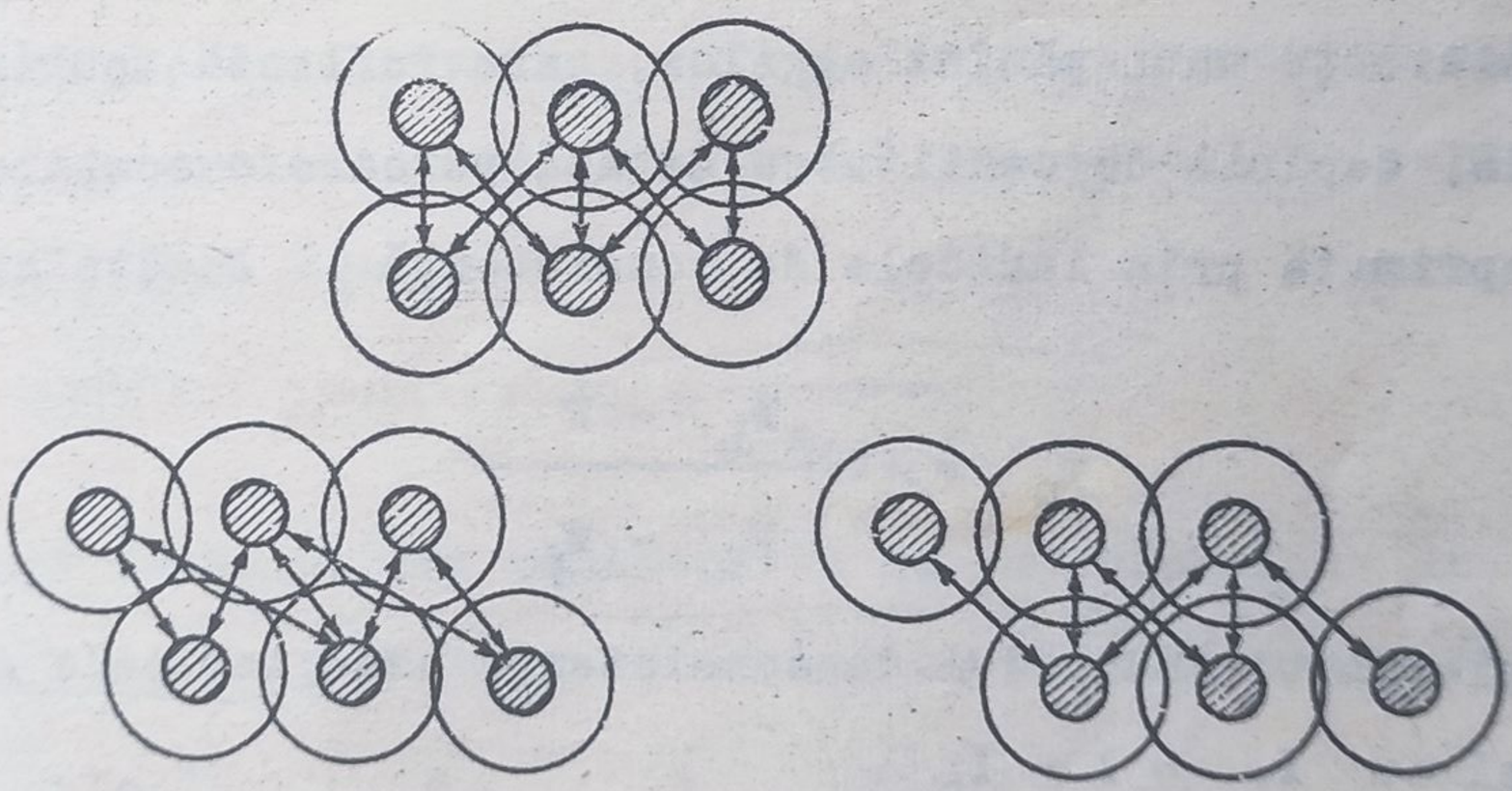


Fig.II36.Plasticitatea argilelor.

Funcţie de conţinutul său în particule fine, fiecare pămîn se comportă plastic în anumite limite de umiditate care îi sînt caracteristice şi care poartă denumirea de limite de plasticitate.

In afară de limitele de plasticitate , o umiditate caracteristică care interesează din punct de vedere geotehnic este limita de contracţie , care este umiditatea minimă la care se

mai observă variaţii de volum în pămînt prin variaţia umidităţii sale.(W_s).

Cele două limite de plasticitate sînt :

- limita superioară de plasticitate - W_L
- limita inferioară de plasticitate - W_P

Domeniul de umiditate în care pămîntul se comportă plastic este diferenţa dintre aceste două umidităţi caracteristice . El are drept corespondent numeric un indice geotehnic denumit indice de plasticitate şi notat cu I_p.

Dacă se corelează conţinutul pămîntului în particule cu diametru mai mic de 2 μ exprimat în procente cu limitele şi indicele de plasticitate.

Se observă influenţa mare a particulelor fine asupra limitei superioare de plasticitate.

Consistenţa unui pămînt argilos, care reflectă uşurinţa modelării sale, depinde de cantitatea de apă pe care o conţine şi poate fi exprimată prin indicele de consistenţă . Acesta are expresia

$$I_c = \frac{W_L - W}{W_L - W_p}$$

Complementul indicelui de consistenţă este indicele de curgere egal cu $I_L = 1 - I_c$

$$I_L = 1 - \frac{W_L - W}{W_L - W_p} = \frac{W - W_p}{W_L - W_p}$$

Factorii care determină valoarea limitelor de plasticitate sînt:

- compoziţia granulometrică
- natura mineralogică a granulelor
- natura ionilor adsorbiţi (capacitatea lor de hidratare)

Indicele de plasticitate şi limita de curgere dau o indi-

caţie asupra capacităţii pământului de a lega apă. O limită de curgere mai mare indică un procent mare de părţi fine,iar o valoare mare a indicelui de plasticitate o mare putere de adsorbţie a particulelor fine.

Valoarea indicelui de plasticitate raportat la compoziţia granulometrică corespunzătoare ne dă următoarele corelaţii .

argile slabe	$17 < I_p < 3o$
argile obişnuite	$3o < I_p < 6o$
argile grase	$6o < I_p < 1oo$
argile foarte grase	$I_p > 1oo$

Avînd în vedere cele arătate . STAS 1243/65 completează clasificarea după granulozitate , cu luarea în considerare şi a indicelui de plasticitate.

Indicele de activitate este definit ca raportul dintre indicele de plasticitate şi conţinutul procentual de particule argiloase ($\emptyset < 2\mu$) .

$$I_a = \frac{I_p}{A_{(2\mu)}}$$

După valoarea lui pământurile se pot clasifica în :

$I_a > 1,25$	pământuri	cu un	indice de	activitate	foarte mare
$1,25 > I_a > o,75$	"	"	"	"	mediu
$I_a < o,75$	"	"	"	"	redus

Contracţia pământurilor

Altă umiditate caracteristică a pământurilor argiloase este limita de contracţie W_s, care este definită ca umiditatea pământului de la care micşorarea conţinutului de apă nu mai produce o scădere a volumului.

Cînd umiditatea scade sub limita de plasticitate pierderea

apei se manifestă prin formarea de meniscuri capilare pînă cînd argila trece de la starea unui corp semitare la starea unui corp tare . Acest punct reprezintă tocmai umiditatea denumită limita de contracţie . Incepînd de aici evaporarea apei nu mai este însoţită de o schimbare de volum, meniscurile apei capilare se rup şi proba de pămînt îşi schimbă culoarea.

Din punct de vedere practic acestă variaţie de volum funcţie de conţinutul de apă prezintă un interes foarte mare, din care motiv s-a căutat să se definească indici geotehnici care să caracterizeze un pămînt din punctul de vedere a variaţiilor sale de volum , funcţie de variaţia de umiditate.

Prin coeficient de contracţie se înţelege raportul

$$S_r = \frac{V_i - V_f}{V_f}$$

Presupunînd că V_f corespunde uscării integrale a probei se poate scrie $V_f = V_s$.

Procesul de eliminare a apei şi legat de el variaţia corespunzătoare de volum se pot reprezenta grafic (fig.II.37)

In etapa I variaţia este liniară , contracţia datorîndu-se tensiunii superficiale şi umezelii capilare.

In etapa 2 variaţia este curbilinie - contracţia se datoreşte forţelor de hidratare.

Funcţie de acest grad de contracţie Scheidig defineşte calităţile constructive ale terenului de fundaţie.

S_r < 5% terenuri bune pentru fundaţie

5% < S_r < 1o% terenuri mijlocii pentru fundaţii

1o% < S_r < 15% terenuri necorespunzătoare

S_r > 15% terenuri inutilizabile

Mărimea variaţiei de volum este influenţată de :

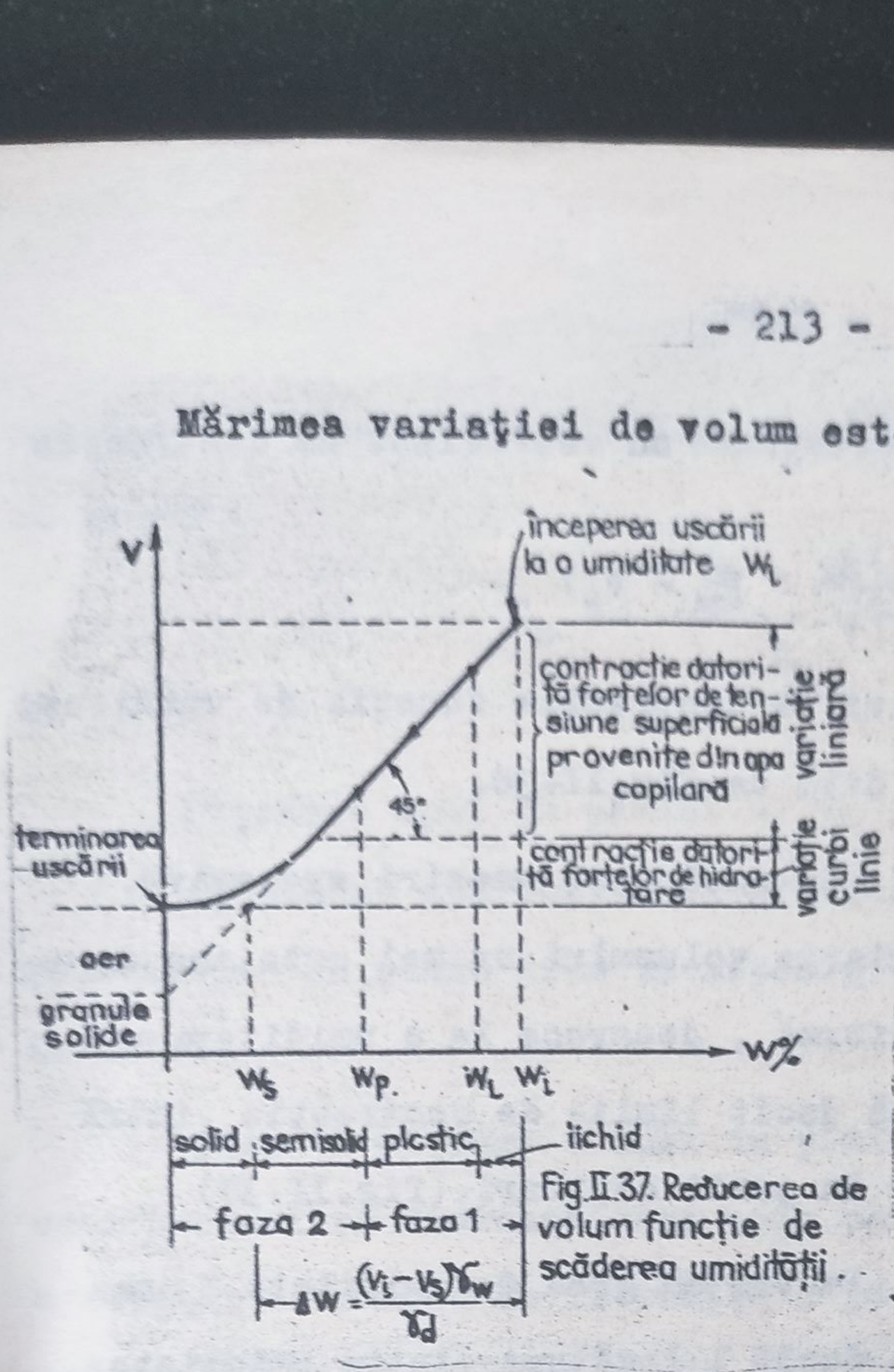


Fig.II.37. Reducerea de volum funcţie de scăderea umidităţii.

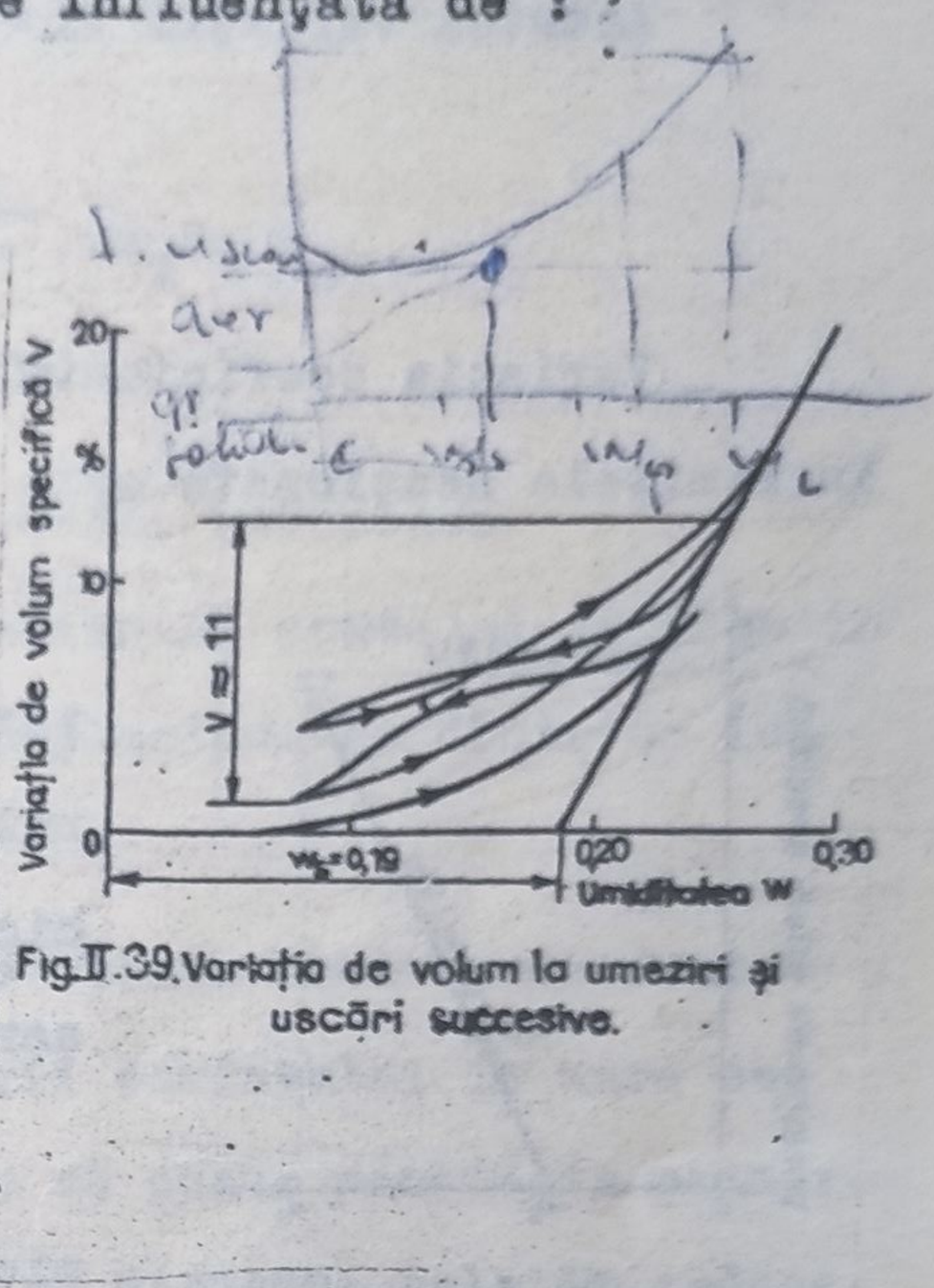


Fig.II.39. Variaţia de volum la umeziri şi uscări succesive.

- natura mineralogică a particulelor fracţiunii argiloase
- natura ionilor adsorbiţi .

In general limita de contracţie este mai mică decît limita de plasticitate , excepţie făcînd pămînturile argiloase cu un conţinut important de nisip.

Coeficientul de contracţie mai poate fi scris :

$$S_r = \frac{V_i - V_s}{V_s} = \frac{V_W}{V_s} = \frac{M_s\,(W_i - W_s)/\rho_w}{V_s}$$

Raportul dintre M_s/V_s este densitatea aparentă în stare uscată a pămîntului respectiv ρ_d.

$$S_r = \frac{\rho_d}{\rho_w}(W_i - W_s)$$

La argile coloidale S_r = 5% iar la terenuri argiloase obişnuite este în jur de 10%.

Limitele de variaţie ce se iau pentru umiditate sînt limita de saturaţie fără a deranja structura pămîntului (W_{sr}) şi limita de contracţie.

Acestei variaţii îi corespunde un coeficient de contracţie

$$S_r = \frac{\rho_d}{\rho_W} (W_{SR} - W_s)$$

Variaţia coeficientului de contracţie funcţie de umiditate în limitele menţionate este dată de fig.II.38.

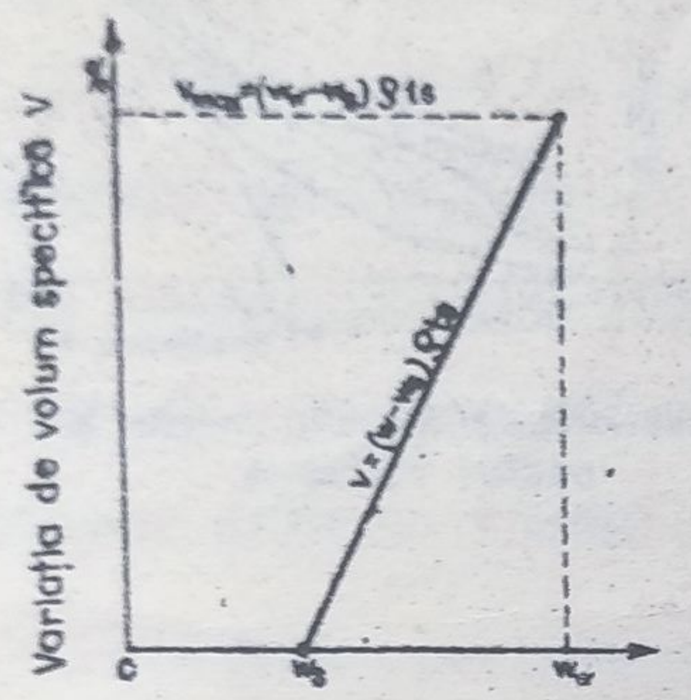


Fig. II.38 Relația între conținutul de apă și deformația specifică de volum.

La uscări şi umeziri succesive, variaţia volumului nu mai este aşa de uniformă , deoarece la o umiditate mai mică decît limita de contracţie ,intră aer în porii capilari,(fig.II.39)

Pentru un grad de umiditate S_r mai mic decît l legătura dintre umiditate şi variaţia specifică de volum este curbilinie.

Pentru aprecierea mărimii acestei contracţii se folosec următorii indici :

- indicele de contracţie de volum - C_v
- indicele de contracţie liniar - C_l

$$C_v = \frac{V_i - V_s}{V_s} / W_i - W_s = \frac{\rho_d}{\rho_W} = \frac{M_u}{V_s \rho_W}$$

Limita de contracţie corespunde cu greutatea specifică aparentă maximă.

S-a constatat că micşorarea volumului probei nu este egală cu volumul de apă evaporat, deoarece porii rămîn plini cu vapori de apă saturaţi şi că umiditatea iniţială influenţează micşorarea de volum a probei.

Indicele de contracţie liniar se poate defini după o direcţie în ipoteza că suprafaţa transversală a probei ar rămîne

constantă (contracţia are loc numai după o singură dimensiune) cu relaţia

$$C_e = \frac{h_i - h_s}{h_s} / W_i - W_s$$

Mişcarea apei în pămînt şi în rocile stîncoase

In pămînt apa subterană gravitaţională poate să se afle în repaus, sau se poate afla în mişcare deplasîndu-se dintr-un loc în altul.

Această mişcare a apei în pămînt poate avea caracterul unei curgeri pe distanţe mari prin porii pămîntului în care caz a căpătat denumirea de filtraţie , sau se poate manifesta printr-o redistribuire a umidităţii din pămînt pe distanţe relativ reduse, în care caz a fost denumită migraţie.

Cauzele care determină filtraţia sînt: forţa de gravitaţie, presiunile în apă , curentul electric şi presiunea gazelor din vaporii din pămînt.

Migraţia este provocată prin existenţa forţelor capilare , a forţelor de adsorbţie , prin gradientul de temperatură şi prin evaporaţie.

Legat de mişcarea apei în pămînt se poate defini o proprietate importantă a acestuia, şi anume aceea de a lăsa un fluid să treacă prin porii săi , care a fost numită permeabilitate.

Permeabilitatea unui pămînt în practică depinde de extinderea domeniului la care vrem să indicăm această proprietate deoarece în natură repartiţia şi mărimea golurilor prin care se face circulaţia apei este neuniformă.

Din acest motiv distingem o macropermeabilitate cînd domeniul la care ne referim este de dimensiuni mari şi o micropermeabilitate , cînd suprafaţa sa este restrînsă.

La o suprafaţă mare , repartiţia neuniformă a golurilor precum şi o serie de goluri neregulate ca crăpături, caverne , goluri, face ca permeabilitatea în aceste condiţiuni să nu coincidă cu cea determinată în laborator pe secţiuni reduse.

Din formele de apă care se găsesc în pământuri, în cadrul problemelor hidrostatice şi hidrodinamice se va analiza cu precădere apa gravitaţională.

In pământul pe care-l putem considera un mediu poros apa gravitaţională , se poate găsi în stare de repaus sau în stare de mişcare.

In calculele făcute se presupune că acest mediu poros este omogen şi izotrop , iar lichidul ascultă de ecuaţia lui Bernoulli pentru un fir de lichid ideal în mişcare permanentă . De asemenea se presupune că scurgerea nu schimbă structura pământului.

In ideea în care apa în pământ este în stare de repaus viteza ei va fi egală cu 0 şi ecuaţia lui Bernoulli va fi de forma :

$$H = \frac{p}{\gamma_w} + z$$

Neexistînd o mişcare a apei , nu vor apărea nici pierderi de sarcină provocate de frecările ce iau naştere cu scheletul din cauza vîscozităţii apei.

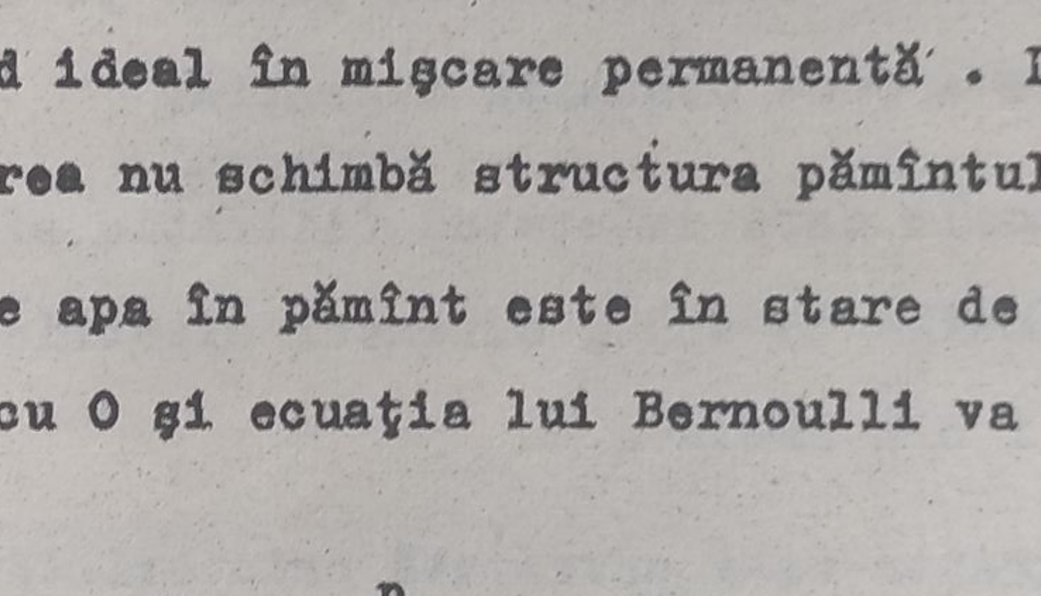


Fig.II.4a Acţiunea hidrostatică a apei

Considerînd o suprafaţă pătrată de valoarea a^2 orientată oarecum în plan , cu o înclinare α faţă de orizontală , presiunile pe cele patru feţe vor fi p_A, p_B, p_C şi p_D (fig.II.4o).

Diagramele rezultante ale acestor presiuni se obţin prin însumarea lor algebrică

$$p'_C = p_C - p_B \qquad p'_A = p_A - p_B$$

respectiv

$$p'_D = p_D - p_A \qquad p'_D = p_D - p_C$$

Intre valorile acestor presiuni se pot scrie următoarele relaţii :

$$\frac{p_C}{\gamma_w} = \frac{p_B}{\gamma_w} + a \sin\alpha \qquad p_C = p_B + \gamma_w a \sin\alpha \qquad p'_C = p_C - p_B = \gamma_w a \sin\alpha$$

$$\frac{p_D}{\gamma_w} = \frac{p_A}{\gamma_w} + a \sin\alpha \qquad p_D = p_A + \gamma_w a \sin\alpha \qquad p'_D = p_D - p_A = \gamma_w a \sin\alpha$$

$$\frac{p_A}{\gamma_w} = \frac{p_B}{\gamma_w} + a \cos\alpha \qquad p_A = p_B + \gamma_w \cdot a \cos\alpha \qquad p'_A = p_A - p_B = \gamma_w a \cos\alpha$$

$$\frac{p_D}{\gamma_w} = \frac{p_C}{\gamma_w} + a \cos\alpha \qquad p_D = p_C + \gamma_w \cdot a \cos\alpha \qquad p'_D = p_D - p_C = \gamma_w a \cos\alpha$$

Volumul de pământ a^2 are greutatea $g = a^2 \cdot \gamma_{SA}$.

Proiectăm pe verticală şi pe orizontală greutatea volumului de pământ şi rezultatele presiunilor pe feţele AD şi CD.

$$a^2 \left[\gamma_s (1-n) + n \gamma_w \right] - \gamma_w a^2 \cos^2\alpha - \gamma_w a^2 \sin^2\alpha = a^2 \left[\gamma_s (1-n) - \gamma_w (1-n) \right] =$$

$$= a^2 (1-n)(\gamma_s - \gamma_w) = a^2 \cdot \gamma'$$

$$a^2 \cdot \gamma_w \cos\alpha \sin\alpha - a^2 \gamma_w \sin\alpha \cos\alpha = 0$$

Rezultă că efectul acţiunii hidrostatice a apei se manifestă prin forţa arhimedică care acţionează în sens contrar forţei de gravitaţie , în calcul introducîndu-se greutatea specifică aparentă submersată a volumului de pămînt.

In cazul apei în mişcare , mişcarea curenţilor subterani se poate face :

- în regim permanent sau nepermanent
- liber sau sub presiune .

In cazul pămînturilor golurile fiind foarte mici ,în general mişcarea apei are caracterul unei mişcări laminare . Fac excepţie pietrişurile şi bolovănişurile unde această ipoteză nu mai corespunde realităţii.

Prin natura sa şi dimensiunile granulelor , mediul în care se mişcă apa subterană este foarte complex, forma golurilor sale fiind foarte complicată şi neregulată, impunînd particulelor lichide traiectorii neregulate.

Pentru a simplifica studiul curenţilor subterani se face uz de o schemă simplificată a mişcării . Ea ne dă posibilitatea să luăm în consideraţie numai direcţia principală a curentului şi înlocuieşte mişcarea dintre interstiţii cu o mişcare fictivă, în care se consideră că întreg spaţiul este umplut de lichid , inclusiv cel ocupat de granulele de pămînt.

Pe această bază se defineşte noţiunea de viteză de filtraţie care este viteza mişcării fictive , avînd un debit egal cu mişcarea reală.

Astfel putem scrie :

$$n\,dA\,v_r = v\,dA \qquad v = v_r \cdot n.$$

n = porozitatea

v_r = viteza reală

v = viteza de filtraţie

Viteza reală depinde de compoziţia granulometrică şi de structura pămîntului respectiv.

La curenţii subterani termenul cinetic din ecuaţia lui Bernoulli fiind de obicei foarte mic practic se neglijează, astfel că pentru un curent subteran laminar pentru un fir de curent, se va putea scrie $\frac{p}{\gamma_w} + z = \text{constant}$.

In aceste condiţiuni mişcarea apei prin pămînt este guvernată de legea lui Darcy $v = K.i \quad i = \frac{\Delta H}{\Delta S}$ prin urmare

$$v = - k \frac{\Delta H}{\Delta S}$$

k - poartă denumirea de coeficient de filtraţie şi reprezintă viteza corespunzătoare unui gradient de presiune egal cu 1.

Legea lui Darcy nu are un caracter general . Avînd loc într-un regim laminar, ea se menţine pînă la anumite valori ale numărului lui Reynolds. Diferiţi cercetători au stabilit formule pentru numărul lui Reynolds , avînd în vedere raportul dintre volumul porilor şi cel total , viteza de filtraţie,diametrul particulelor solide.

Mişcarea apei în pămînt se transformă în mod treptat din mişcarea laminară în mişcare turbulentă, aceasta împiedecînd determinarea exactă a punctului critic .

Pentru filtraţia în regim turbulent se admite relaţia

$$v = k.i^m \quad 0,5 \leq m \leq 1.0$$

Dacă admitem că golurile din pămînt ar forma canale cilindrice circulare, vom putea determina legile fizice ale filtraţiei printr-un volum de pămînt , pe baza cunoaşterii legilor de filtraţie printr-un tub circular stabilite de Poiseuille , şi care sînt de forma

$$q = \frac{\overline{\pi}\,\gamma_w\,1}{\mu} \cdot \frac{R^4}{8} \qquad \text{sau}$$

$$q = \frac{\overline{\pi}\,\gamma_w\,1}{\mu} \cdot \frac{D^4}{128} .$$

Introducînd în relaţie expresia razei hidraulice pentru un tub de secţiune circulară $Rh = \frac{D}{4}$ obţinem

$$q = \frac{\gamma_w\,1}{\mu} \cdot \frac{\overline{\pi}\,D^2}{4} \cdot \frac{D^2}{32}$$

$$q = \frac{1}{2} \times \gamma_w\,1\,A' \times \frac{R_h^2}{\mu}$$

în care A' este secţiunea efectivă prin care are loc filtrarea .

Ţinînd seama de faptul că filtrarea se face printr-un mediu poros şi anume pămînt, secţiunea A' se înlocuieşte cu n A în care n este porozitatea .

De asemenea pornind de la definiţia razei hidraulice ca fiind raportul dintre secţiune şi perimetrul udat şi considerînd că ne referim la o anumită lungime de tub circular putem scrie

$$R_h = \frac{A}{P} = \frac{A.\ell}{P.\ell} = \frac{V_g}{A_s} = \frac{eV_s}{A_s} .$$

$A.\ell$ este volumul golurilor dintr-un pămînt iar A_s suprafaţa totală a granulelor sale.

Pentru un pămînt de o granulozitate dată $\frac{V_s}{A_s}$ este o funcţie de diametrul granulelor . Putem deci scrie :

$$R_h = e.\ D.\ C_D .$$

Dacă în locul unui tub circular folosim un tub de altă secţiune , în relaţia debitului în loc de $\frac{1}{2}$ apare altă constantă legată de forma golurilor notată cu C_f.

Făcînd în formula debitului , schimbările de mai sus şi ţinînd seama că ne referim la un pămînt obţinem :

$$Q = \frac{1}{2} \cdot \gamma_w \, i \, A' \cdot \frac{R_h^2}{\mu} \qquad Q = C_f \cdot \frac{\gamma_w}{\mu} \cdot i \cdot n \, A \cdot (e \, D \, C_D)^2 =$$

$$= C_f \frac{\gamma_w}{\mu} \, i \, \frac{e}{1+e} = A(eDC_D)^2$$

grupînd termenii rezultă

$$Q = C_f C_D^2 \cdot \frac{\gamma_w}{\mu} \cdot \frac{e^3}{1+e} D^2 \, i \, A$$

Considerînd valabilă legea lui Darcy putem determina factorii ce influenţează coeficientul de filtraţie

$$k = \frac{Q}{A_1} = C_f C_D^2 \cdot \frac{\gamma_w}{\mu} \cdot \frac{e^3}{1+e} D^2$$

Se observă că el este funcţie de patratul diametrului mediu al golurilor, de coeficientul de vîscozitate dinamică a apei, de greutatea ei specifică şi de porozitate. Greutatea specifică a apei este puţin influenţată de temperatură în limitele de variaţie obişnuite a acesteia din pămînt. Coeficientul de vîscozitate dinamică variază cu temperatura şi de aceea se ia ca temperatură de bază 20°C.

La o temperatură şi un diametru dat , coeficientul de filtraţie este variabil în raport cu porozitatea , deci cu structura pămîntului.

Coeficienţii C_f şi C_D sînt influenţaţi de asemenea de structura pămîntului.

La argile existenţa apei peliculare , micşorează secţiunile golurilor .

Prin mărirea golurilor coeficientul de filtraţie creşte din cauza creşterii secţiunii şi a razei hidraulice , raza hidraulică avînd însă o pondere mai mare.

Stratificaţia ce se produce cu ocazia sedimentării influenţează coeficientul de filtraţie . In general se va căuta la determinarea coeficientului de filtraţie pentru un pămînt , să se realizeze sensul din natură al filtraţiei faţă de stratificaţie.

In general filtraţia faţă de stratificaţie poate avea loc sub un anumit unghi . In acest caz ea se descompune în două filtraţii una paralelă cu stratificaţia şi alta perpendiculară pe ea . Prin acest artificiu se determină coeficientul de filtraţie după cele două direcţii perpendiculare.

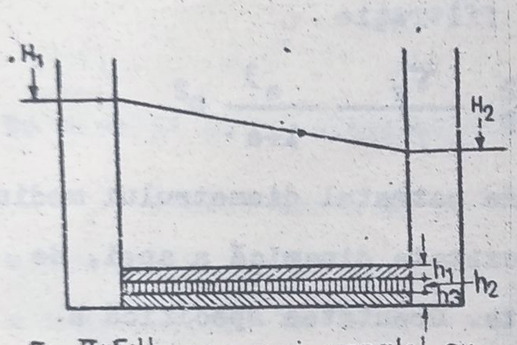


Fig.II.41 Filtrarea apei paralel cu stratificaţia.

Pentru primul caz ,(fig.II.41) luînd o fîşie din stratificaţie de 1 m se poate scrie pentru stratul

i: $q_i = k_i h_i \frac{\Delta H}{\ell}$

Debitul total va fi :

$$Q = \sum k_i h_i \cdot \frac{\Delta H}{\ell} = k_m \frac{\Delta H}{\ell} \sum h_i$$

de unde : $$k_m = \frac{\sum k_i h_i}{\sum h_i}$$

Pentru cazul unei filtraţii perpendiculare pe stratificaţie (fig.II.42) se poate scrie $q_i = k_{iw} \omega \frac{\Delta H_i}{h_i}$

Dar debitul pentru tot pachetul q va fi egal cu debitul ce străbate fiecare strat , el putînd fi exprimat funcţie de coeficientul mediu de filtraţie.

$$q = k_{mw} \frac{\omega \Delta H}{\sum h_i} = k_{mw} \frac{\omega \Delta H}{h}$$

$$\Delta H = \sum \Delta H_i$$

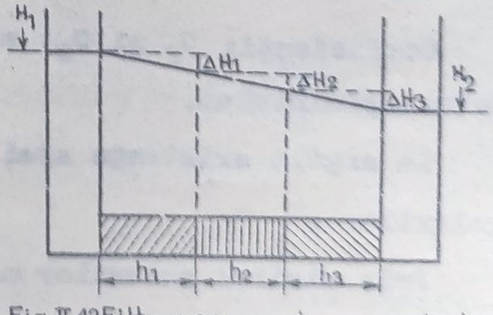


Fig II.42 Filtrarea apei perpendicular pe stratificaţie.

$$k_{1w}\,\frac{\Delta H_1}{h_1} = k_{mw}\,\frac{\Delta H}{h} \quad ; \text{ sau}$$

$$\Delta H_1 = \frac{k_m\ h_1 \cdot \Delta H}{k_1\ h}$$

$$\text{dar} \quad \Delta H = \sum \Delta H_1 = \frac{k_m \cdot \Delta H \cdot h_1}{K_1 h} = \frac{K_m \cdot \Delta H}{h} \sum \frac{h_1}{K_1}$$

De aici se poate determina valoarea coeficientului mediu de filtraţie perpendiculară pe stratificaţie , şi care este :

$$k_m = \frac{h}{\sum \frac{h_1}{k_1}}$$

Aerul închis în apa din pori chiar dacă este într-o cantitate foarte mică influenţează în foarte mare măsură valoarea coeficientul de filtraţie . Dacă probele sînt saturate se obţine un coeficient de filtraţie ceva mai mic dar totuşi utilizabil în practică.

Umezirea pămîntului prin apa capilară, dă naştere la bule de aer închise în apă. Bule de aer şi gaz pot să apară şi la suprafaţa granulelor cu un conţinut mare de materii organice în urma reacţiilor chimice ce au loc în ele.

La baraje din anrocamente şi umpluturi compactate aerul ajunge pînă la 10% din volumul porilor cînd avem o umiditate optimă de compactare.

Prin scăderea presiunii ce se exercită asupra unui pămînt o parte din aerul dizolvat în apă, revine la starea de gaz .

Permeabilitatea poate să se schimbe în timp datorită migrării fracţiunilor coloidale , şi a sărurilor care prin coagulare şi precipitare vor reduce volumul de goluri. Aceste fenomene sînt însă slabe şi foarte lente.

Unii autori folosesc noţiunea de coeficient de permeabilitate , K legat de coeficientul de filtraţie prin relaţia :

$$k = \frac{\gamma_w}{\mu} K \qquad K = C_f C_D^2 \frac{e^3}{1+e} D^2$$

Această exprimare este mai comodă , deoarece aici nu intervin proprietăţile lichidului care se mişcă prin mediul poros.

In practică se utilizează formule empirice care exprimă coeficientul de filtraţie funcţie de diametrul eficient sau de indicele porilor

$k = C\, d_{10}^2$ la un coeficient de neuniformitate $U_m \leq 2$

d_{10} - diametrul efectiv

sau , $k = 1{,}4\, k_{0{,}85}\, e^2$

$k_{0,85}$ = coeficientul de filtraţie pentru e = 0,85

Mişcarea apei capilare se datoreşte forţelor ce rezultă din fenomenul de umectare .

Meniscul care se formează la partea superioară a coloanei capilare are tendinţa de a-şi reduce la minim suprafaţa sa.

Această suprafaţă minimă a meniscului corespunde unei arii circulare orizontale, ce se produce prin ridicarea centrului meniscului.

In momentul în care meniscul se ridică, forţele de umectare acţionează imediat asupra conturului meniscului şi antrenează în sus acest contur. Fenomenul se repetă; ducînd în final la ridicarea apei în capilar pînă cînd greutatea coloanei capilare echilibrează forţele de umectare.

La pămînturi coezive deplasarea este provocată şi de forţele de atracţie care reţin pelicula de apă adsorbită de particule fine.

Acţiunea menisourilor capilare şi a forţelor de atracţie

electromoleculară au ca rezultat un cîmp de forţe, denumite forţe de sucţiune.

Manifestarea acestor forţe de sucţiune este arătată schematic în fig.II.43 şi fig.II.44.

Schema în care sucţiunea este provocată de forţele moleculare de adsorbţie corespunde situaţiei în care grosimea peliculei de apă adsorbită este mai mică decît grosimea corespunzătoare saturării cîmpului de atracţie al acestor forţe.

Forţele de sucţiune sînt cu atît mai intense, cu cît este mai redusă umiditatea pămîntului, deoarece pentru umidităţi scăzute creşte intensitatea forţelor capilare , din cauza reducerii razei meniscurilor , şi sporeşte cota nesaturată a forţelor moleculare , din cauza grosimii reduse a păturii de apă adsorbită.

Mărimea sucţiunii poate varia între valoarea 0 pentru pămînturile saturate şi zeci de mii N/cm^2 pentru pămînturile argiloase uscate. Intensitatea sucţiunii se exprimă în înălţime echivalentă de coloană de apă , care fiind foarte mare s-a convenit a se folosi logaritmul înălţimii echivalente de coloană de apă în cm, mărime denumită potenţial de umiditate (p.F).

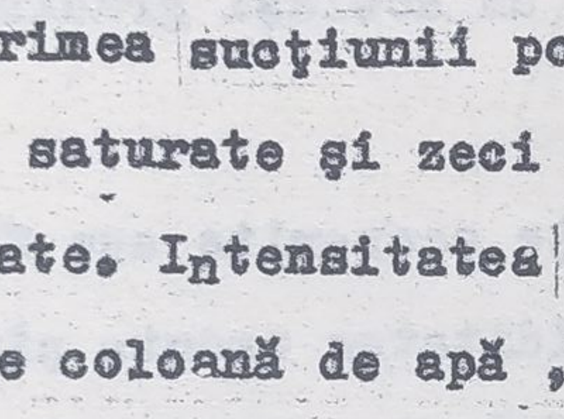


Fig.II.43.Sucţiunea la pămînturi necoezive.

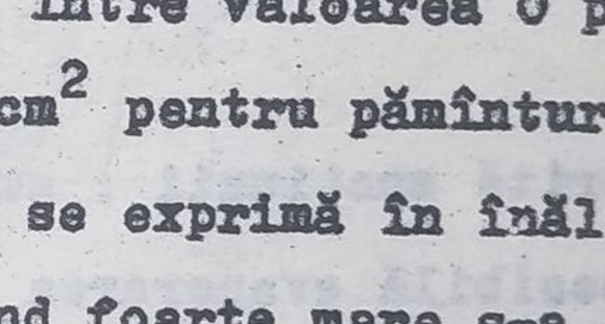


Fig.II.44.Sucţiunea la pămînturi coezive.

Ca urmare a efectului sucţiunii apa cuprinsă în două volume de pămînt cu umidităţi diferite puse în contact , se deplasează dinspre zona cu sucţiuni mai scăzute spre zona cu sucţiuni mai ridicate, pînă la realizarea unei aceleaşi valori a sucţiunii în ambele volume de pămînt.

Dacă se neglijează acţiunea gravităţii asupra apei supuse sucţiunii , viteza de circulaţie a apei capilare şi peliculare poate fi exprimată printr-o lege analoagă legii lui Darcy :

$$v = K_{cp} \frac{\gamma_w}{\mu} \frac{\Delta S}{\Delta L}$$

ΔS = creşterea sucţiunii între două puncte în pămînt situate la distanţa ΔL.

K_{cp} - coeficientul de permeabilitate capilaro-peliculară

Spre deosebire de coeficientul de permeabilitate care se referă la filtrarea apei gravitaţionale , coeficientul de permeabilitate capilaro-peliculară nu este numai o caracteristică a unui pămînt dat ca natură , ci depinde de valoarea sucţiunii , adică de umiditatea pămîntului , pentru un acelaşi gradient de sucţiune.

Datorită sucţiunii , sub suprafeţe acoperite aşa fel încît să nu fie posibilă evaporarea apei , umiditatea creşte pînă la limita la care sucţiunea rămasă nu mai este în măsură să asigure atragerea apei din zonele învecinate.

Apa legată care curge prin porii unui pămînt argilos îndesat se comportă ca un corp vîscos plastic .Ea începe să filtreze numai cînd se atinge o anumită valoare minimă a gradientului hidraulic. Pentru calcul această valoare a gradientului se poate determina ca în fig.II.45.

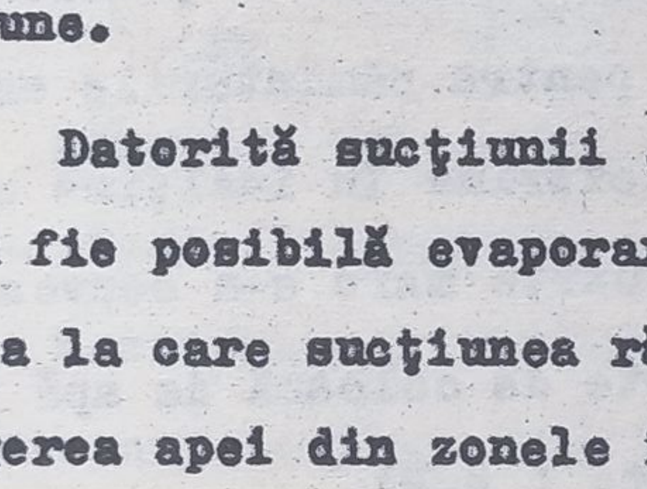


Fig II.45. Graficul de filtrare a apei legate.

Gradientul poartă denumirea de gradient iniţial, şi variază cu intensitatea cu care este legată apa.

Expresia vitezei de filtraţie

este :

$$v = k(i - i_n)$$

i_n - este gradientul inițial.

Apa prin filtrare într-un mediu poros , exercită o acțiune mecanică asupra granulelor din care este alcătuit , datorită vîscozității ei. In curgere are loc o pierdere de sarcină ΔH , datorită frecării apei de pereții golurilor prin care se deplasează (fig.II.46).

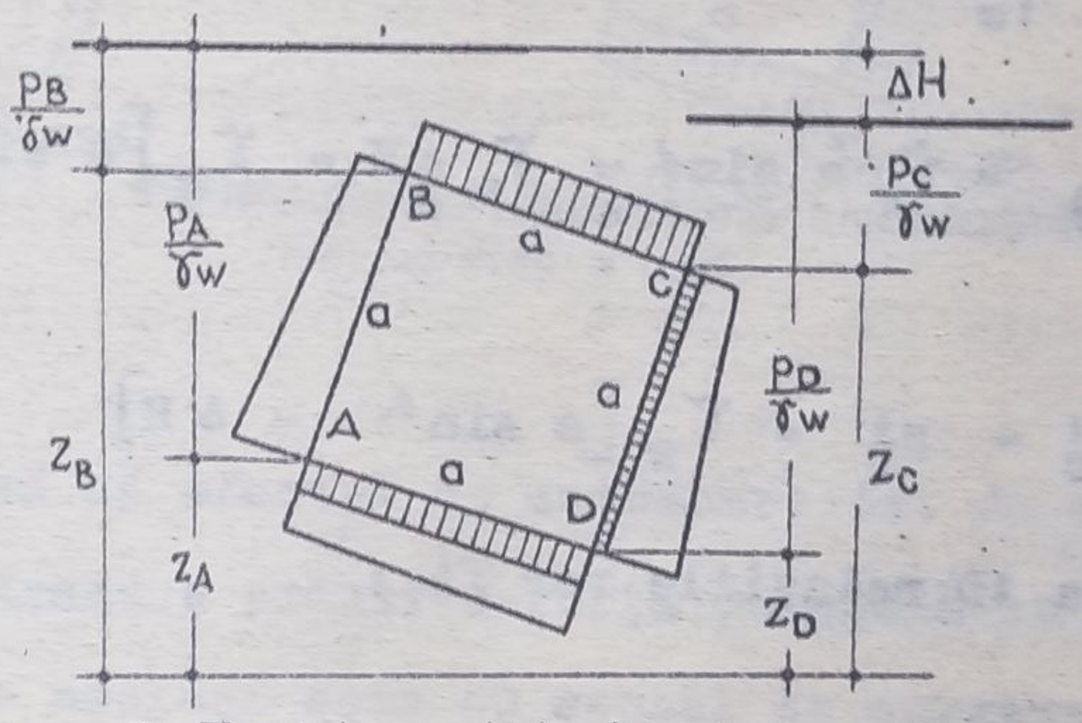


Fig.II.46 Acțiunea hidrodinamică a apei

Se presupune că fețe BC și AD sînt linii de curent ,iar AB și CD perpendiculare pe acestea conform condiției rețelei hidrodinamice , linii echipotențiale .

Presiunile pe cele patru fețe sînt p_A , p_B , p_C, și p_D.

Diagramele rezultante de presiuni se obțin prin însurarea diagramelor date .

Pe fața CD vom avea o diagramă cu ordonatele

$$p'_C = p_C - p_B$$

$$p'_D = p_D - p_A$$

Pe fața AD vom avea o diagramă cu ordonatele

$$p'_A = p_A - p_B$$

$$p'_D = p_D - p_C$$

Intre aceste presiuni se pot scrie următoarele relaţii pe faţa CD

$$\frac{p_C}{\gamma_w} + \Delta H = \frac{p_B}{\gamma_w} + a \sin\alpha \qquad p_C + \gamma_w \Delta H = p_B + \gamma_w a \sin\alpha$$

$$p'_C = p_C - p_B = \gamma_w a \sin\alpha - \gamma_w \Delta H = \gamma_w [a \sin\alpha - \Delta H]$$

$$\frac{p_D}{\gamma_w} + \Delta H = \frac{p_A}{\gamma_w} + a \sin\alpha \qquad p_D + \gamma_w \Delta H = p_A + \gamma_w a \sin\alpha$$

$$p'_D = p_D - p_A = \gamma_w a \sin\alpha - \gamma_w \Delta H = \gamma_w [a \sin\alpha - \Delta H]$$

Deci

$$p'_C = p'_D = \gamma_w [a \sin\alpha - \Delta H]$$

Pe faţa AD relaţiile vor fi :

$$\frac{p_A}{\gamma_w} = \frac{p_B}{\gamma_w} + a \cos\alpha \qquad p_A = p_B + \gamma_w a \cos\alpha \qquad p'_A = p_A - p_B = \gamma_w a \cos\alpha$$

$$\frac{p_D}{\gamma_w} = \frac{p_C}{\gamma_w} + a \cos\alpha \qquad p_D = p_C + \gamma_w a \cos\alpha \qquad p'_D = p_D - p_C = \gamma_w a \cos\alpha$$

$$p'_A = p'_D = \gamma_w a \cos$$

Se observă că pe faţa CD, presiunile sînt mai mici ca în cazul efectului hidrostatic al apei subterane cu $\Delta H . \gamma_w$, aceasta reprezentînd pierderea de presiune datorită filtrării ei prin porii pămîntului , iar pe faţa AD sînt aceleaşi (fig.II.47)

Aplicînd asupra feţelor AB şi CD două forţe egale şi de sens contrar avînd valoarea $\gamma_w \Delta H$, vom obţine o schemă de presiuni (fih.II.48) care poate fi descompusă în următoare-

le două scheme :

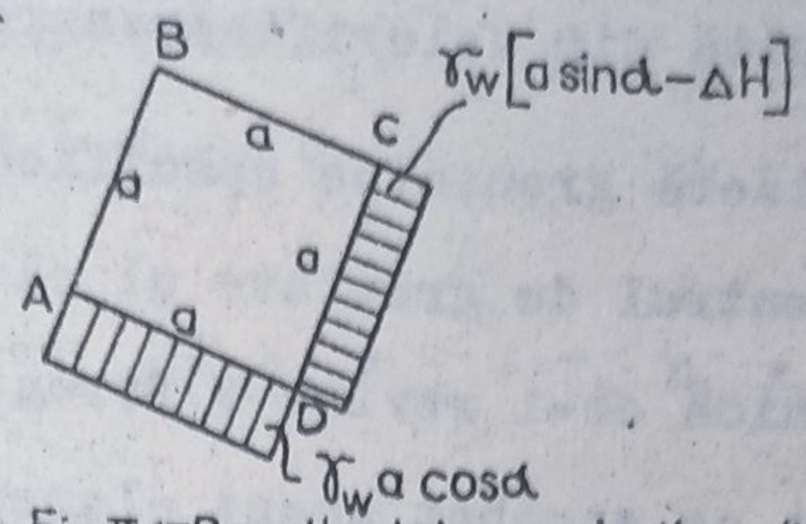


Fig.II.47 Rezultantele presiunilor din acțiunea hidrodinamică a apei.

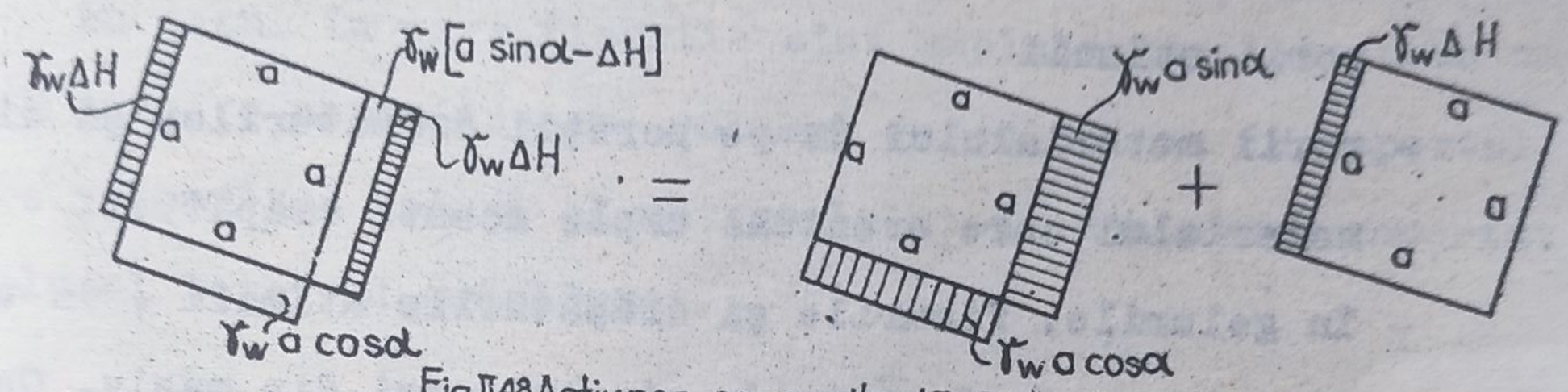


Fig.II.48 Acțiunea concomitentă hidrodinamică și hidrostatică a apei.

Se observă că efectul de antrenare dat de apa ce curge prin pămînt se traduce printr-o forță paralelă cu liniile de curent și care are același sens cu sensul de curgere al apei.

Mărimea ei este $P_{hd} = a \cdot \gamma_w \cdot \Delta H$. Raportată la volumul de pămînt pe care-l străbate , obținem

$$p_{hd} = \frac{P_{hd}}{a^2} = \frac{a \cdot \gamma_w \Delta H}{a^2} = \gamma_w \frac{\Delta H}{a} = \gamma_w \cdot i, \quad i = \frac{\Delta H}{a}$$

fiind gradientul hidraulic

Forța unitară p_{hd} este o forță de volum și poartă denumirea de forță de antrenare hidrodinamică .

Din cele arătate rezultă că forța de antrenare hidrodinamică ce acționează asupra unei mase de pămînt poate fi pusă în evidență în două feluri :

1. Se consideră greutatea specifică aparentă a pămîntului saturat cu apă, iar pe fețele elementului de pămînt se aplică

presiunile ce rezultă din valorificarea reţelei hidrodinamice.

2. Se consideră greutatea specifică, aparentă submersată, aplicîndu-se în centrul de greutate al elementului, forţa de antrenare hidrodinamică ce-i revine. Direcţia ei este direcţia liniilor de curent ce străbat acest element.

La un masiv alcătuit din roci stîncoase sau semistîncoase, apa se poate găsi în:

- porii stîncii
- porii materialului de pe pereţii crăpăturilor şi din materialul care eventual umple aceste crăpături.
- în golurile, fisurile şi crăpăturile stîncii, la un nivel care este funcţie de nivelul apei din masiv. Cantitatea de apă conţinută în masiv şi nivelul ei sînt supuse unei continui variaţii care este dictată de permeabilitatea, capacitatea de absorbţie şi de primire a apei. Ea cantitativ depinde de volumul fisurilor şi de gradul de fragmentare dat prin reţeaua de fisuri.

Luarea în considerare a prezenţei apei în fisuri joacă un rol deosebit în aprecierea stabilităţii taluzelor şi a capacităţii portante unui teren stîncos.

Prezenţa apei şi mişcarea ei influenţează în foarte mare măsură atît proprietăţile materialului din care este alcătuit masivul cît şi masivul în ansamblul său.

Din practică s-a constatat că masivul muntos poate primi o mare cantitate de apă, comparată cu roca din care este alcătuit, aceasta datorită faptului că volumul golurilor dat de fisuri şi crăpături fără materiale de umplutură poate ajunge pînă la 4o% din volumul total al masivului.

Dacă indicele de fragmentare pentru trei grupe de crăpături este $K_a = \frac{1}{d_a}$, $K_b = \frac{1}{d_b}$ şi $K_c = \frac{1}{d_c}$ şi deschiderile

lor medii corespunzătoare sînt f_a, f_b şi f_c exprimate în milimetri , volumul acestor goluri va fi :

$$V_g = \frac{1}{1.000} \left[f_a K_a x_{pa} + f_b k_b x_{pa} + f_c \cdot k_c x_{pc} \right]$$

Exprimat în procente

$$V_g = \frac{1}{1o} \sum (f_i k_i x_{pi})$$

In cazul în care fisurile sînt umplute complet cu un material avînd o porozitate n, volumul de goluri va fi raportul dintre volumul de goluri al materialului de umplutură raportat la volumul total al crăpăturii.

$$V_g = n \frac{1}{1o} \cdot \sum (f_i k_i x_{pi})$$

Acest volum în momentul în care este complet saturat cu apă ne dă capacitatea de preluare a apei a masivului.

Permeabilitatea masivului muntos , diferă de permeabilitatea materialului de bază.

Ea depinde de :

- procentul de fisuri
- deschiderea fisurilor
- netezimea (sau rugozitatea) pereţilor fisurilor
- gradul de fragmentare x .

Permeabilitatea masivului muntos nu este influenţată de permeabilitatea rocii . Zonele de dislocări lucrează ca nişte drenuri . Milonitele pot mări această permeabilitate sau o pot micşora . Rocile poroase au o permeabilitate mai omogenă decît rocile fisurate. In timp s-a constatat că permeabilitatea poate să crească sau să scadă.

Legea lui Darcy se admite cînd fisurile sînt mici .

Viteza reală de curgere a apei prin fisuri se admite că ar avea valoarea :

$$v_r = \frac{v}{\frac{1}{1000} \sum (f_i k_i x_{pi})}$$

x_{pi} - se ia perpendicular pe direcţia de curgere .

In practică se calculează pierderea de apă pe un metru de foraj la o presiune relativă de 10 atm; această unitate fiind denumită lugeon . S-a constatat că influenţa variaţiei diametrului obişnuit al forajelor este numai de $\pm$ 10% în valoarea permeabilităţii. Acest sistem prezintă inconvenientul că presiunea mare poate duce la deschiderea fisurilor, şi în masive solubile , permeabilitatea creşte în timp . Variaţii ale permeabilităţii pot fi provocate şi de schimbări ale nivelului apei. Se poate observa şi o acţiune de colmatare în timp a fisurilor.

Existenţa fisurilor , prin direcţiile lor , fac ca în masiv să existe direcţii preferenţiale de filtraţie , raportul permeabilităţii pe diferite direcţii putînd să difere de 10 - 1000 ori.

Prin existenţa apei în masiv , se va face resimţită şi efectul ei de subpresiune . Ea poate fi considerată ca suma vectorială a presiunilor hidrostatice.

Intr-o structură fisurată această presiune acţionează asupra tuturor feţelor, indiferent de mărimea crăpăturilor.

Dacă un bloc submersat este înconjurat de fisuri continui, greutatea sa are expresia $G' = V (\gamma - 1)$

Dacă fisurile nu sînt continui suprafaţa care este expusă presiunii are valoarea $A' = A.x_p$.

La fisuri verticale media statistică a presiunii este zero indiferent de gradul de fragmentare.

La fisuri orizontale gradul de fragmentare are un efect integral , subpresiunea fiind diferenţa între presiunea apei din

crăpăturile de la partea de sus şi de jos a blocului.

Din punct de vedere statistic se presupune că gradul de fragmentare este acelaşi în ambele zone .

$$S = A_{pu} \gamma_w h_a - A x_{pu} \gamma_w h_b = A_{ph} \gamma_w x_{ph} (h_a - h_b)$$

$$G' = V \gamma - S = V\left(\gamma - \frac{S}{V}\right) = V\left[\gamma - \frac{A_{ph} \gamma_w x_{ph} (h_a - h_b)}{V}\right] \quad \text{de unde}$$

$$G' = V(\gamma - \gamma_w x_{ph})$$

La o poziţie oblică a fisurilor , cele arătate sînt valabile pentru proiecţiile orizontale , ale suprafeţelor acestor fisuri.

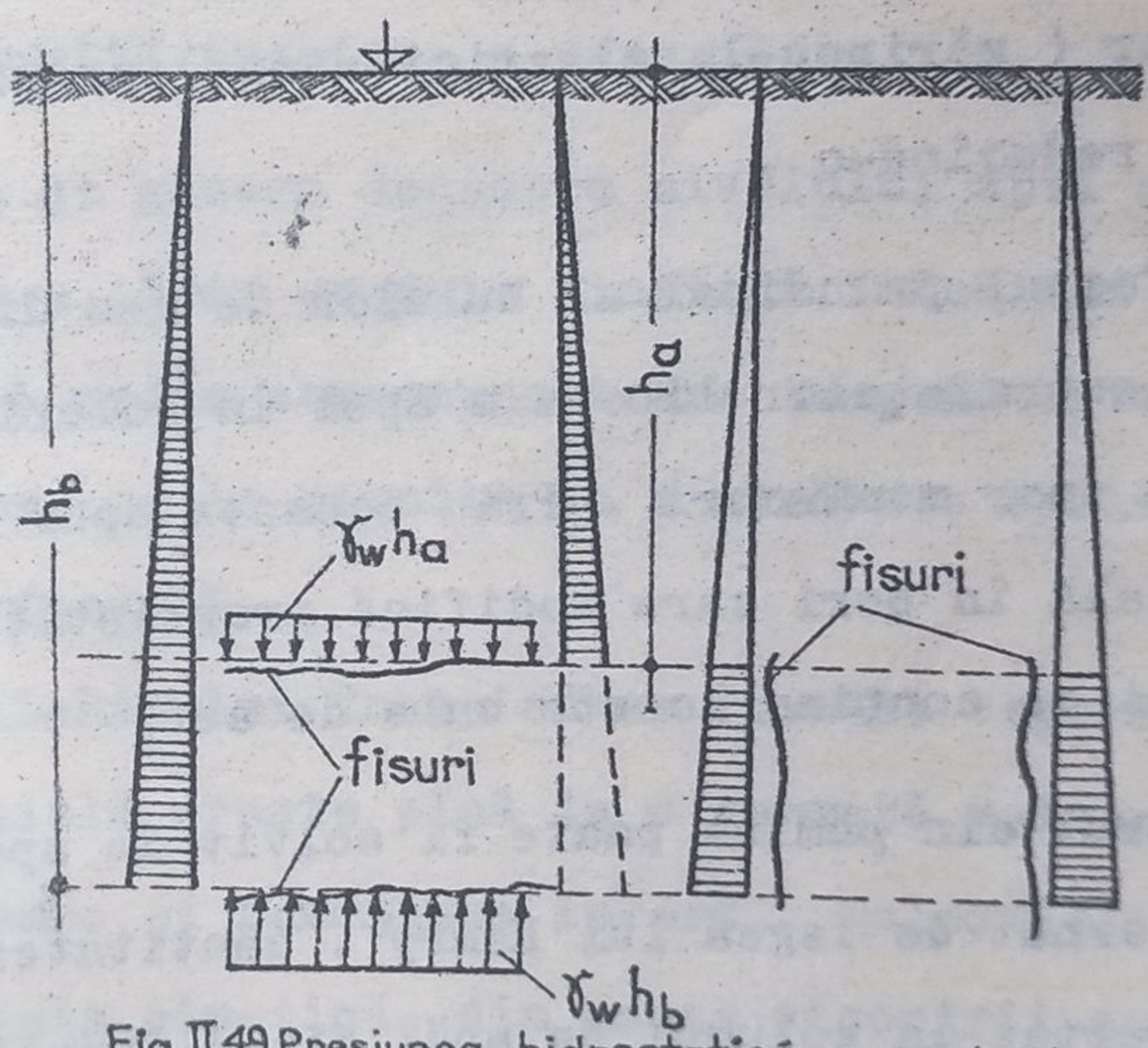


Fig.II.49.Presiunea hidrostatică a apei într-un masiv stîncos.

Se poate ca din cauza nesimetriei subpresiunii la blocuri mari să apară şi momente , care la blocurile mici se neglijează. Blocul nefiind udat pe toate părţile în mod uniform , apare un centru de presiune al volumului de lichid dislocuit

Gazele în pămînt

In pămînt gazele se găsesc în spaţiul neocupat de apă

dintre particulele de pămînt . Ele sînt constituite din vapori de apă , bioxid de carbon , azot şi oxigen.

Din punct de vedere al legăturii ce poate exista între ele şi particulele solide ale scheletului , ele pot fi adsorbite sau libere. Gazele din goluri pot comunica sau nu cu atmosfera . Gazele care comunică cu atmosfera , au temperatura şi presiunea zonei vecine din atmosferă . Dacă presiunea şi temperatura atmosferei variază , sau dacă o încărcare oarecare produce deformarea pămîntului aceste gaze părăsesc cu uşurinţă golurile dintre particulele solide .

Gazele care nu comunică cu atmosfera , denumite închise se întîlnesc de obicei în pămînturi fin dispersate şi prin prezenţa lor influenţează comportarea pămînturilor sub acţiunea încărcărilor (mărindu-le elasticitatea) precum şi permeabilitatea lor, reducînd-o .

Efectul principal al bulelor de gaz din pori constă în formarea suprafeţelor libere a apei în golurile dintre particule sub forma unor meniscuri . Prin aceasta apar forţe de tensiune superficială în pori care modifică proprietăţile mecanice ale pămîntului ce conţine aceste bule de aer.

Aerul din pămînt poate fi solvit în apa, acest fenomen fiind guvernat de legea lui Henry , cantitatea de aer solvit în volum raportat la volumul de apă fiind funcţie de temperatură (scade cu creşterea ei) şi presiune (creşte cu creşterea ei)

In cazul scăderii presiunii din lichid, o parte din aerul şi gazele solvite , se degajează din lichid şi formează bule care se lipesc de suprafaţa granulelor minerale.

Gazul , cuprins în pămînt, poate fi constituit din resturi de aer , rămase cu ocazia saturării sale , sau degajate din apa în care au fost solvite sau în sfîrşit format în urma unor

reacţii chimice ce au avut loc în pămînt.

Prin scăderea presiunii în apă în afară de degajarea unui volum de aer, care a fost solvit, are loc şi dilatarea celui existent sub formă de bule , după legea Boyle Mariotte.

Bula de aer se extinde în urma acestor fenomene, pînă ce umple complet volumul porilor.

Această degajare de gaze are ca urmare .o afînare a pămîntului , care nu este avantajoasă.

Vaporii de apă

Apa sub formă de vapori într-un pămînt apare cu precădere în zona de contact al acestuia cu atmosfera. In atmosferă fiecărei temperaturi a anului îi corespunde un anumit grad de saturaţie cu vapori şi o anumită presiune a vaporilor.

Vaporii de apă se găsesc deasupra nivelului apei şi provin din moleculele de apă a căror energie cinetică fiind mai mare decît energia cinetică medie corespunzătoare temperaturii lichidului au o viteză mare ce le permite de a străbate bariera creată de tensiunea superficială.

La suprafaţa lichidului încep să se formeze vaporii săi a căror presiune parţială creşte pînă la o anumită valoare. In acelaşi timp se produce şi fenomenul invers , moleculele vaporilor reducîndu-şi energia cinetică, din cauza ciocnirii cu moleculele din aer , sînt captate de lichid .

Se ajunge astfel la un moment dat la un echilibru dinamic, la care numărul de molecule ce pleacă din masa lichidului este egal cu numărul de molecule captate din nou de lichid .In acest moment presiunea vaporilor aflaţi deasupra lichidului rămîne constantă dacă temperatura sistemului nu variază. In acest caz vaporii sînt denumiţi ,vapori saturanţi, presiunea lor fiind

o funcţie de temperatură (creşte odată cu ea) .

Dacă presiunea vaporilor dinăuntrul pămîntului este mai mare decît cea din atmosferă se produce evaporarea apei din porii pămîntului . Dacă temperatura scade se produce condensarea vaporilor din interiorul pămîntului prin faptul că vaporii din aer cu presiune mai mare pătrund în pămînt. Această condensare a vaporilor de apă poartă denumirea de condensare termică.

Deasupra meniscurilor din capilare se găsesc vapori de apă a căror condensare sau evaporare influenţează asupra caracteristicilor fizico - mecanice ale pămînturilor . Din acest motiv este necesar să se cunoască condiţiile ce favorizează apariţia acestui fenomen.

Deasupra unei suprafeţe plane de lichid presiunea vaporilor este într-o dependenţă precisă faţă de temperatură.

Dacă suprafaţa lichidului este curbată , moleculele părăsesc mai greu lichidul şi vaporii sînt saturanţi la o cantitate mai mică de molecule ce se schimbă între gaz şi lichid, decît în cazul unei suprafeţe plane. Rezultă că presiunea vaporilor la suprafaţa meniscului va fi mai mică decît în cazul suprafeţei plane.

In fig.II.5o se arată diagrama de variaţie a presiunii vaporilor .

In tubul capilar, apa se ridică deasupra unui nivel liber gravitaţional pînă la o înălţime h_c corespunzătoare mărimii forţei ascensionale date de menisc.

Se admite că în imediata vecinătate a nivelului liber gravitaţional, tensiunea vaporilor saturanţi este p_s. Deasupra meniscului presiunea este $p_{hc} < p_s$ datorită reducerii numărului de molecule în stare de vapori.

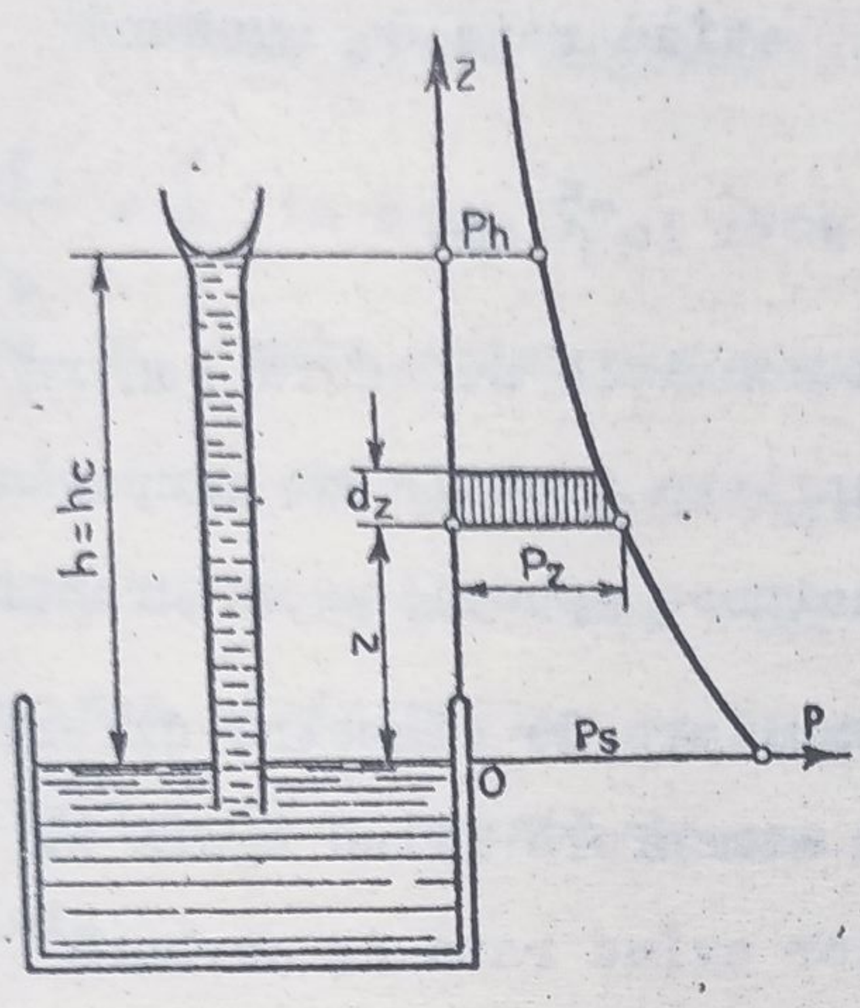


Fig.II.50. Echilibrul fazelor apă-vapori.

Tensiunea vaporilor p_z la înălţimea z faţă de suprafaţa orizontală a lichidului, ţinînd seama de γ_{vz} greutatea specifică a vaporilor la înălţimea z, va fi :

$$-\frac{d_{pz}}{d_z} = \gamma_{vz}$$

Pe de altă parte se poate scrie relaţia

$$\frac{p_z}{p_s} = \frac{\gamma_{vz}}{\gamma_{vs}} \quad \text{de unde}$$

$$\gamma_{vz} = \frac{p_z\ \gamma_{vs}}{p_s}$$

γ_{vs} - este greutatea specifică a vaporilor saturanţi.

Introducînd expresia lui γ_{vz} în prima relaţie obţinem:

$$-\frac{d_{pz}}{d_z} = \frac{\gamma_{vs}}{p_s}\ d_z$$

Integrînd în limitele 0 şi h_c pentru z, şi p_s şi p_h pentru p_z obţinem expresia :

$$\frac{p_s}{p_h} = \exp\left[\frac{\gamma_{vs}}{p_s}\ h_c\right]$$

Introducînd pentru înălţimea de ascensiune capilară valoarea cunoscută se obţine :

$$\frac{p_s}{p_h} = \exp\left[\frac{\gamma_{vs}}{p_s} - \frac{2\sigma}{\gamma_w R}\right].$$

Se observă că valoarea presiunii vaporilor saturanţi la nivelul meniscului va fi cu atît mai mică , cu cît capilarul va fi mai fin.

Din experienţe a rezultat că relaţia de mai sus este valabilă pentru dimensiuni de capilare , avînd raza de curbură

$$o,5.1o^{-7}cm < R < 1o^{-5} cm.$$

Pentru a ne da seama care este condiţia necesară pentru a avea evaporare sau condensare în capilare trebuie să comparăm tensiunea efectivă a vaporilor cu tensiunea vaporilor saturanţi.

Presupunem că avem mai multe capilare de diametre diferite , presiunea vaporilor saturanţi din atmosferă fiind egală cu cea a vaporilor pe meniscul capilarelor avînd raza de curbură r_3.

Dacă presiunea efectivă este mai miçă decît presiunea vaporilor saturanţi vom avea evaporare , dacă este egală avem un echilibru dinamic al fazelor apă - vapori iar dacă este mai mare avem condensări.

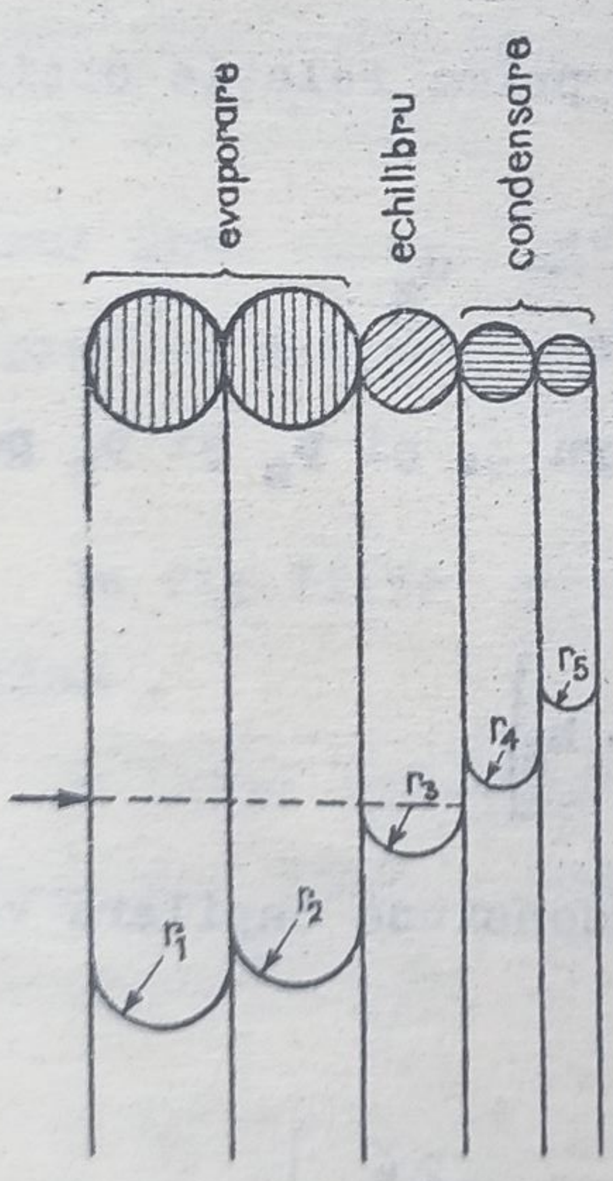


Fig.II.51.Echilibrul fazelor apă-vapori.

Prin urmare în capilarele 3 vom avea echilibru, în capilarele 4 şi 5 vom avea condensare şi în capilarele 1, 2 vom avea evaporare . Condensarea va continua pînă cînd curbura va fi egală cu curbura menisculului din capilarul 3.

Umiditatea corespunzînd cantităţii totale de umezeală absorbită de pămînt din aer poartă denumirea de umiditate higroscopică indiferent dacă este rezultatul adsorbţiei de vapori de apă sau a condensării capilare . Evaporarea va avea deci loc în porii în care presiunea vaporilor saturanţi,va

fi mai mare ca cea a mediului înconjurător (porii în care la această presiune exterioară , vaporii vor fi nesaturanţi) .

Prin stare higrometrică a pământului înţelegem raportul $\frac{p_{ef}}{p_s} = \delta$ în care p_{ef} este presiunea din mediul înconjurător iar p_s este presiunea vaporilor saturanţi.

Cu cît presiunea vaporilor saturanţi în pământ va fi mai mare, cu atît pori mai fini vor permite evaporarea apei . Astfel uscarea pământurilor va îmcepe în porii cei mai mari cu apa gravitaţională , urmată de apa capilară din pori din ce în ce mai fini.

In ceea ce priveşte apa legată şi evaporarea acesteia , se consideră că ea s-ar încadra în categoria soluţiilor.

Procesul de uscare a pământului argilos nu are loc uniform pe suprafaţă, el începe cu evaporarea apei din porii mai mari, care devin astfel centre de evaporare , dînd naştere unei zone de evaporare .

Pe măsura evaporării apei din porii mari, cînd acest proces cuprinde apa legată şi distruge echilibrul osmotic ,începe procesul deplasării apei legate din porii mai mici înconjurători spre centrele de evaporare.

Acest proces decurge foarte intens din cauza gradienţilor mari de presiune osmotică a apei legate.

Viteza de îndesare a argilei în cazul uscării este mult mai mare decît sub acţiunea sarcinilor , acestea fiind de valori relativ reduse comparativ cu presiunea osmotică.

Procesul de evaporare fiind neuniform , forţele de contracţie sînt repartizate de asemenea neuniform în volumul de pământ , ceea ce duce la fragmentarea pământului.

In condiţii naturale, procesul începînd de la suprafaţă şi deplasîndu-se numai foarte încet în adîncime porii se satură rapid cu vapori, evaporarea fie că se încetineşte brusc, fie că se întrerupe aproape complet .

Acest fenomen explică de ce sub un strat subţire de pămînt argilos complet uscat, tare, la o mică adîncime se menţine în decursul unui timp îndelungat starea plastică a aceluiaşi pămînt, stratul superior protejînd pe cel de dezubt de evaporare.

Apariţia crăpăturilor măreşte suprafaţa frontului de uscare , uşurînd evaporarea . Crăpăturile apar cu atît mai intens cu cît viteza de evaporare este mai mare.

Un fenomen invers evaporării apei din pămînt este absorbţia vaporilor de apă din aer de către pămînt . Un pămînt uscat în contact cu aerul va absorbi umeţeala din el pînă cînd va exista un echilibru între apa conţinută în pămînt şi tensiunea vaporilor din aer .

Variaţia umidităţii funcţie de tensiunea relativă a vaporilor poate fi reprezentată grafic prin izotermele de sorbţie şi desorbţie . Creşterea presiunii vaporilor în aer duce la creşterea umidităţii în pămînt.

Curbele reprezentînd izotermele de sorbţie şi desorbţie se folosesc în practică pentru stabilirea proporţiei volumului porilor avînd diferite dimensiuni, ele fiind caracteristice pentru un pămînt dat.

Ghiaţa în pămînt

Inghetarea apei în pămînt dă naştere la o serie de fenomene de mare însemnătate pentru proprietăţile acestuia. Efectele înghetului diferă funcţie de cantitatea de apă din pămînt şi de caracterul interacţiunii ei cu scheletul solid. Schimbarea

proprietăţilor mecanice a pămîntului provocată de îngheţ se datoreşte nu numai deosebirilor calitative între apă şi ghiaţă ci şi fenomenelor legate de creşterea umidităţii în zona îngheţată şi de umflarea pămîntului provocată de formarea cristalelor de ghiaţă şi a lentilelor care au drept consecinţă o schimbare a structurii pămîntului, mărindu-i afînarea .

Dezgheţul duce la scăderea rezistenţei pămîntului ,chiar sub valoarea avută înainte , explicată prin creşterea umidităţii şi distrugerea structurii sale, datorită sporului de volum al ghiaţii cu 9% faţă de cel al apei . Rezultă tasări mari şi refulări sub sarcini şi fenomene de instabilitate a versanţilor şi taluzelor, datorită reducerii rezistenţei la forfecare.

Ingheţarea apei în pămînt se face la temperaturi ce depind de forma de apă respectivă. Astfel apa liberă îngheaţă ceva sub $0^{\circ}C$ datorită substanţelor solvite în ea.

Apa în capilare îngheaţă la temperaturi cu atît mai reduse cu cît capilarul este mai îngust (de ex. la $\varnothing$ = 0,06 mm, $t = -18,5^{\circ}$).

Moleculele de apă legată în cîmpul electric se orientează în acest cîmp într-un anumit fel, apropiindu-se . Orientarea moleculelor în cristalele de ghiaţă , este alta şi ea are drept rezultat micşorarea densităţii. Pentru ca moleculele de apă să poată trece din pelicula de hidratare în reţeaua cristalină a gheţii este necesară o scădere de temperatură cu atît mai mare, cu cît forţele de hidratare sînt mai puternice .

Ingheţarea apei legate începe cu apa slab legată şi continuă spre cea strîns legată , oprindu-se în momentul în care temperatura nu mai poate produce îngheţarea apei mai puternic legată de forţele de hidratare. Prin aceasta are loc o deshidra-

tare şi concentrare a ionilor stratului difuz, paralel cu schimburi de ioni cu ionii din soluţia din pămînt , care pot duce chiar schimbări calitative în componenţa diferitelor straturi din pelicula difuză. Prin aceasta se realizează uneori şi o variaţie a cantităţii de apă din stratul difuz.

Răcirea în natură duce doar la îngheţarea apei slab legate. Cu cît pămîntul conţine mai multe fracţiuni prăfoase fine, cu atît cantitatea de apă rămasă neînghetată este mai mică deoarece aceste fracţiuni dau o cantitate mare de apă slab legată, care trece uşor în ghiaţă. La pămînturile argiloase se mai adaugă şi alţi factori importanţi în afară de granulozitate şi anume, compoziţia mineralogică a scheletului , natura chimică a cationilor adsorbiţi din stratul difuz şi reacţia apei din pămînt.

Coeficienţii termici ai pămîntului variază funcţie de temperatura sa, deoarece la variaţii de temperatură se schimbă în pămînt şi proporţia de apă liberă , capilară, legată şi ghiaţă.

Desgheţul decurge în sens invers ca îngheţul pentru diferitele forme de apă.

S-a stabilit faptul că odată cu îngheţarea multor categorii de pămînturi are loc o migraţie a umidităţii ce duce la formarea unor lentile de ghiaţă.

Formarea lentilelor este atît mai redusă cu cît granulele constituente ale pămîntului sînt mai mari, cu cît îngheţarea are loc mai repede , şi cu cît mai redusă este umiditatea sa iniţială.

Dacă alimentarea lentilelor de ghiaţă se face fără ca umiditatea generală a stratului să crească avem de a face cu un sistem închis. Dacă ea creşte sistemul se numeşte sistem deschis . Umiditatea suplimentară provine din straturile situate

sub izoterma 0 din pămînt, care în anumite condiţiuni pot alimenta straturile superioare.

S-a constatat că la un pămînt avînd o umiditate în jurul limitei de plasticitate (W_p), dezvoltarea unor lentile de ghiaţă aproape că lipseşte. La umidităţi mai importante ea este mai mare , în lentile de ghiaţă trecînd o cantitate mai mare de apă, pînă la jumătate sau chiar mai mult din umiditatea totală a pămîntului .

La o temperatură negativă mică şi la o viteză redusă de îngheţare, trece în ghiaţă o cantitate mai mare de apă ea fiind atrasă mai uşor spre lentilele de ghiaţă . Datorită acestui fapt nu numai alcătuirea pămîntului, determină intensitatea fenomenului de formare a lentilelor de ghiaţă . La o îngheţare repetată s-a observat că se formează mai intens lentile de ghiaţă. Succesiunea proceselor de îngheţ - desgheţ duce la o afînare a terenului care trece dintr-un sistem închis într-un sistem deschis.

Intre cristalul de ghiaţă care apare iniţial într-un por oarecare a pămîntului şi particulele vecine de pămînt se menţine o peliculă de apă legată, care nu îngheaţă decît parţial la o temperatură negativă mai joasă . Deci îngheaţă numai partea periferică ceea ce face ca forţele de atracţie electromoleculare ale particulei solide să devină parţial neechilibrate prin subţierea ei. Aceasta dă naştere la atragerea spre pelicula subţiată, a apei din peliculele de hidratare mai groase din cele care încă nu au fost cuprinse de îngheţ. Apa trece în ghiaţă datorită forţelor de cristalizare , care avînd o rază de acţiune foarte mică, îşi exercită influenţa numai în imediata apropiere a cristalului, ceea ce face ca ele să declanşeze numai fenomenul , el dezvoltîndu-se ulterior prin atragerea apei din

zona înghețată prin intermediul apei peliculare.

Circulația apei în pelicule este condiționată de vîscozitatea ei . La pelicule foarte subțiri vîscozitatea este foarte mare. La un pămînt îndesat şi o vîscozitate redusă, aceste forțe sînt insuficiente pentru a da naştere la o deplasare sesizabilă a umidității şi formarea lentilelor de ghiață este mică sau chiar inexistentă. Condițiile cele mai avantajoase de formare a lentilelor, apar atunci cînd în afară de apa legată fizic, în porii pămîntului avem şi apă liberă . In acest caz particulele care se deshidratează , îşi completează uşor peliculele lor de apă din apa capilară şi gravitațională. Are loc astfel un proces de deplasare a umidității de la apa gravitațională la cea capilară şi de la aceasta la cea peliculară.

Din cele arătate rezultă că există o temperatură optimă de formare a lentilelor de ghiață la care pelicula are o grosime suficient de mică pentru a atrage apa din peliculele vecine dar încă suficient de mare ca rezistența la deplasare să nu fie prea mare.

Denumim adîncimea maximă de la care apa poate fi atrasă spre zona de formare a lentilelor de ghiață, adîncime de alimentare.

Formarea lentilelor de ghiață duce la producerea unor denivelări ale suprafeței terenului denumite umflături de îngheț.

Ele pot deveni supărătoare producînd deformații în elementele ce reazemă pe teren. In afară de aceasta creşterea volumului apei prin înghețare produce distrugerea structurii inițiale a pămîntului, iar creşterea umidității prin migrarea apei spre zona înghețată o scădere a indicelui de consistență.

Tot acest ansamblu de fenomene are drept rezultat înrău-

tăţirea calităţilor constructive ale pămîntului respectiv.

Forţe de legătură din scheletul pămîntului

Un pămînt îşi păstrează structura ce a luat naştere în timpul formării sale , datorită existenţei unor forţe de legătură ce acţionează în punctele de contact ale granulelor sau microagregatelor din care este alcătuit.

Aceste forţe de legătură pot fi de natură mecanică , de natură electromoleculară,(hidrocoloidală) sau de cristalizare.

Din punct de vedere al coerenţei materialului din care este alcătuit pămîntul distingem pămînturi necoerente , pămînturi legate şi pămînturi cimentate.

La structurile granulare care sînt lipsite de coerenţă , forţele de legătură sînt reprezentate prin frecarea ce se dezvoltă în punctele de contact , un rol important jucînd şi întrepătrunderea şi angrenarea reciprocă a granulelor.

La structurile agregate, legăturile hidrocoloidale sînt generate de însăşi natura coloidală a mineralelor argiloase ,ele formîndu-se în timpul sedimentării. Aceste legături au fost denumite coeziune , şi se pot explica în felul următor: pelicula de apă legată dintre două granule, denumită pătură de contact cuprinde molecule de apă care sînt atrase de ambele granule ,dacă distanţa între centrele acestora este mai mică decît dublu razelor lor de atracţie.

In pămînt peliculele de apă adsorbită au direcţii variate, astfel încît coeziunea electromoleculară are diferite direcţii în spaţiu. Pentru un pămînt fin dispersat se poate considera însă ca forţele de atracţie acţionează în jurul unui punct în toate direcţiile . Ele vor fi cu atît mai mari cu cît pătura de contact este mai subţire.

Deparece aceste forţe de legătură apar odată cu formarea pămîntului , au mai fost denumite şi coeziune primară. Ele sînt reversibile , valoarea lor depinzînd de cantitatea de apă din pămînt.

Prin procesul de coagulare a fracţiunilor fin dispersate se obţin aglomerări a particulelor celor mai fine în glomerule rezistente denumite agregate structurale . Acestea au o rezistenţă foarte mare , şi se pot uni între ele dînd naştere unor agregate mari , tot pămîntul căpătînd o structură glomerulară.

Rezultă că în structurile agregate avem legături în cadrul microagregatelor precum şi legături între microagregate.

Mărimea forţelor de legătură din cadrul microagregatelor este determinată de gradul de dispersie, de componenţa mineralogică şi de forma granulelor.

Mărimea forţelor de legătură dintre microagregate este determinată de fenomenele de adsorbţie , de femomenele capilare şi de legăturile de cristalizare.

Se vede prin urmare că pămînturile argiloase se comportă nu ca o aglomerare de particule minerale foarte mici , ci ca un complex de agregate glomerulare, acoperite cu pelicule de apă legată molecular.

După trecerea unui anumit timp, în decursul diagenezei şi epigenezei rocilor precuaternare apare la filmele hidrocoloidale fenomenul de îmbătrînire a gelurilor care duce la pierderea flexibilităţii lor şi a capacităţii lor de a se hidrata şi deshidrata .Aceste legături hidrocoloidale trec în legături rigide, se cimentează formînd nişte punţi rigide între particule ,argila pierzîndu-şi proprietăţile plastice. Astfel are loc litificarea argilelor. Coreziunea nouă apărută poartă denumirea de coeziune de cimentaţie sau coeziune secundară. Aceste legături de

cimentaţie pot avea numai deformaţii foarte mici eventual elastice.

Prin deformaţii foarte mari ce depăşesc deformaţiile elastice capabile ale legăturilor structurale, acestea se distrug în mod ireversibil . Distrugerea poate să apară în urma unei forţe de compresiune mari, a unei forfecări , a umezirii excesive sau a acţiunii de despicare a apei peliculare:

Presiunea capilară crează o legătură între granule prin acţiunea apei capilare de contact, denumită coeziune aparentă şi care dispare la un pământ uscat complet sau submersat.

La roci stîncoase forţa de legătură între particulele rocii poartă denumirea de coeziune, ea opunîndu-se la desprinderea sau alunecarea lor sub acţiunea unor forţe exterioare.

Distingem o coeziune moleculară sau de reţea a particulelor cristaline , care depinde de aranjamentul moleculelor şi de atracţia lor reciprocă în reţeaua cristalină şi o coeziune de aderenţă care ţine strîns legate cristalele , sau granulele componente ale rocii respective, prin forţele de coeziune dintre particule direct sau dintre acestea şi cimentul de legătură.

Cunoaşterea acestor forţe de legătură prezintă o importanţă foarte mare deoarece pe baza ei se poate explica comportarea diferitelor pământuri şi roci stîncoase la solicitări exteruoare care dau naştere în ele la eforturi unitare normale şi tangenţiale.

In ultimul timp în problema stabilizării pământurilor , s-a recunoscut marea importanţă a microagregatelor în pământurile glomerulare.

B. Proprietăţile termice ale pământurilor

Capacitatea pământului de a se încălzi sau de a se răci

în cazul în care primeşte sau pierde o cantitate de căldură, se reflectă în caracteristicile sale termice.

Pentru calculul variaţiei de temperatură a pământului în adîncime şi în timp la o variaţie dată de temperatură a atmosferei , în cazul unui regim permanent şi a problemei monodimensionale , este valabilă relaţia

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda .}{c . \rho} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$ în care

T este temperatura

t - timpul

z - cota punctului

λ - conductivitatea termică kcal/m .h.grad.

c - capacitatea calorifică (coeficient de căldură specifică) kcal/kg.gr.

ρ - densitatea materialului kg/m^3

Raportul constantelor $\frac{\lambda}{c . \rho}$ se notează cu "a" şi poartă denumirea de coeficient de difuzivitate termică , el caracterizînd comportarea unui pămînt din punct de vedere termic.

Pămîntul fiind un sistem dispers , proprietăţile sale termice vor depinde de proprietăţile termice ale fazelor componente şi propoziţia în care intră în alcătuirea sa .

Astfel aceste proprietăţi depind de compoziţia granulometrică şi mineralogică a scheletului, de porozitate , de umiditate de faptul dacă apa este lichidă sau solidă.

Coeficientul de căldură specifică este cuprins între o,17 la nisip cuartos şi o,22 la argilă bentonitică , este de 1,o la apa lichidă , o,5 la gheaţă şi o,239 la aer.

Intr-un pămînt îngheţat ea scade datorită faptului că o parte din apă este îngheţată.

Conductivitatea termică este diferită la mineralele ce intră în compoziţia scheletului . La feldspat este 5,8 x 10^{-3} iar la cuarţ o,9 x 10^{-3} . S-a constatat că ea scade cu creşterea gradului de dispersie .Pentru fazele componente ale unui pămînt conductivitatea termică este o,ool - o,oo6 la schelet,o,oo12 la apă şi o,ooo5 la aer.

Din acest motiv umiditatea are o mare influenţă asupra conductivităţii termice a pămîntului. Ea creşte rapid cu creşterea umidităţii , atingînd un maxim la diferite umidităţi caracteristice fiecărui tip de pămînt.După acest maxim ea scade puţin cu creşterea umidităţii tinzînd spre o valoare constantă . Cînd conductivitatea se referă la un pămînt saturat , ea se apropie mult de cea a apei.

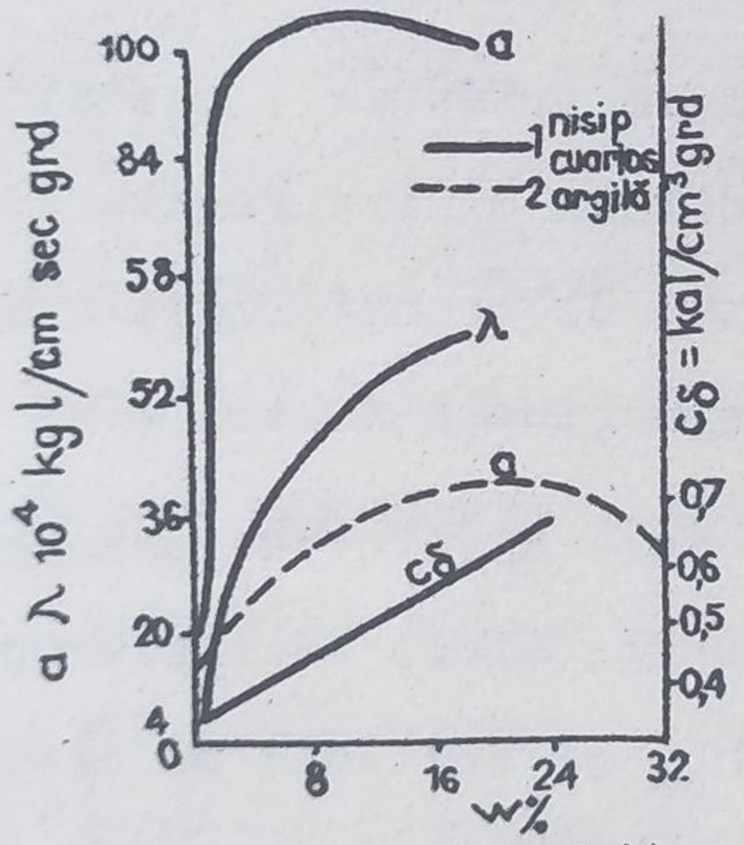


Fig.II.52Variaţia proprietăţilor termice ale pămîntului cu umiditatea.

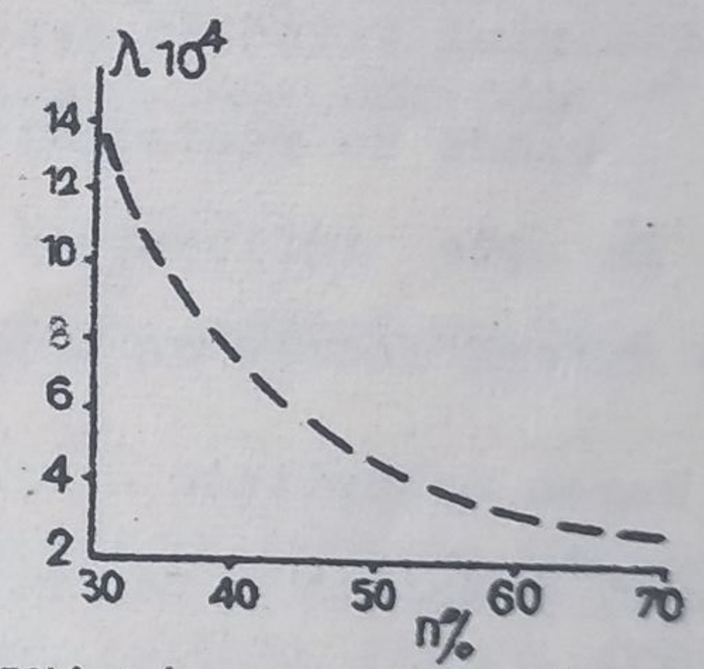


Fig.II.53Variaţia proprietăţilor termice ale pămîntului cu porozitatea.

Din fig.II.52 şi fig.II-53 se observă rolul mare pe care-l au umiditatea şi porozitatea în comportarea termică a pămîntului.

In stare uscată, pămîntul conţine o cantitate importantă de aer , din care cauză se constată un contact termic prost între particulele de pămînt . Cu ridicarea umidităţii , coeficien-

în cazul în care primeşte sau pierde o cantitate de căldură, se reflectă în caracteristicile sale termice.

Pentru calculul variaţiei de temperatură a pământului în adîncime şi în timp la o variaţie dată de temperatură a atmosferei , în cazul unui regim permanent şi a problemei monodimensionale , este valabilă relaţia

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda .}{c.\rho} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$ în care

T este temperatura

t - timpul

z - cota punctului

λ - conductivitatea termică kcal/m .h.grad.

c - capacitatea calorifică (coeficient de căldură specifică) kcal/kg.gr.

ρ - densitatea materialului kg/m^3

Raportul constantelor $\frac{\lambda}{c.\rho}$ se notează cu "a" şi poartă denumirea de coeficient de difuzivitate termică , el caracterizînd comportarea unui pămînt din punct de vedere termic.

Pămîntul fiind un sistem dispers , proprietăţile sale termice vor depinde de proprietăţile termice ale fazelor componente şi propoziţia în care intră în alcătuirea sa .

Astfel aceste proprietăţi depind de compoziţia granulometrică şi mineralogică a scheletului, de porozitate , de umiditate de faptul dacă apa este lichidă sau solidă.

Coeficientul de căldură specifică este cuprins între o,17 la nisip cuartos şi o,22 la argilă bentonitică , este de 1,o la apa lichidă , o,5 la gheaţă şi o,239 la aer.

Intr-un pămînt îngheţat ea scade datorită faptului că o parte din apă este îngheţată.

Conductivitatea termică este diferită la mineralele ce intră în compoziţia scheletului . La feldspat este 5,8 x 10^{-3} iar la cuarţ o,9 x 10^{-3} . S-a constatat că ea scade cu creşterea gradului de dispersie .Pentru fazele componente ale unui pământ conductivitatea termică este o,oo1 - o,oo6 la schelet,o,oo12 la apă şi o,ooo5 la aer.

Din acest motiv umiditatea are o mare influenţă asupra conductivităţii termice a pământului. Ea creşte rapid cu creşterea umidităţii , atingînd un maxim la diferite umidităţi caracteristice fiecărui tip de pământ.După acest maxim ea scade puţin cu creşterea umidităţii tinzînd spre o valoare constantă . Cînd conductivitatea se referă la un pământ saturat , ea se apropie mult de cea a apei.

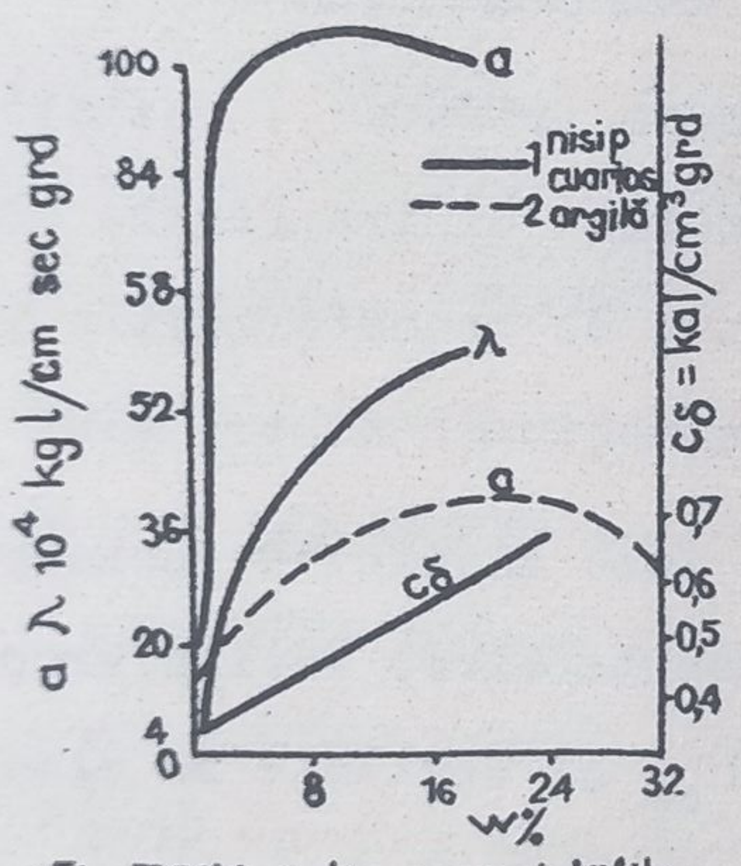


Fig.II.52.Variatia proprietăţilor termice ale pământului cu umiditatea.

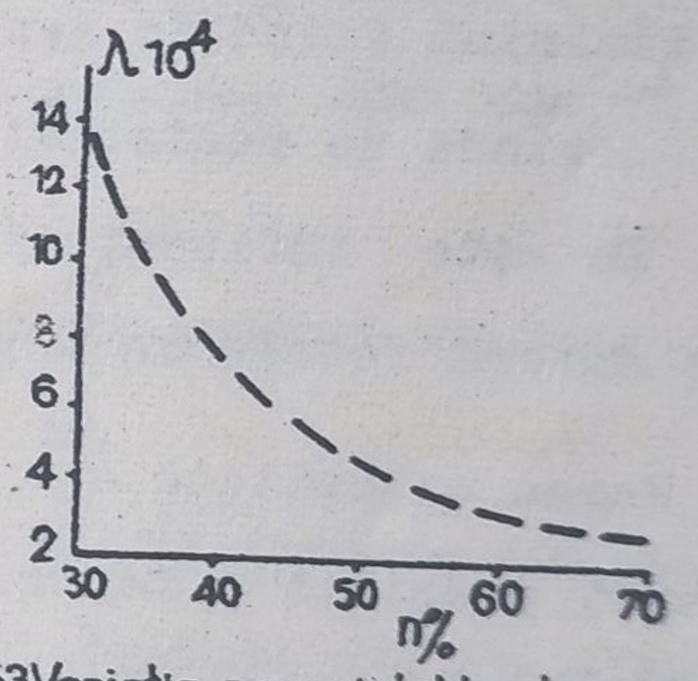


Fig.II.53Variaţia proprietăţilor termice ale pământului cu porozitatea.

Din fig.II.52 şi fig.II-53 se observă rolul mare pe care-l au umiditatea şi porozitatea în comportarea termică a pământului.

In stare uscată, pământul conţine o cantitate importantă de aer , din care cauză se constată un contact termic prost între particulele de pământ . Cu ridicarea umidităţii , coeficien-

tul de difuzivitate termică creşte repede, dat fiind că prezenţa peliculelor de apă uşurează trecerea căldurii de la o particulă la alta . El atinge un maxim la diferite valori , caracteristice pentru fiecare tip de pămînt .O mărire în continuare a umidităţii dă naştere la o micşorare a valorii sale, tinzînd spre o valoare constantă , deoarece se măreşte produsul de la numitor $c.\rho$.

Cu creşterea porozităţii pămînturilor uscate , creşte şi volumul de aer din ele, înrăutăţindu-se coeficientul de difuzivitate termică.

Caracteristicile termice arătate mai sus sînt aproape invariabile ca mărime într-un interval de variaţie a temperaturii pămîntului cuprins între-2o°C pînă la + 5o°C.

C. Proprietăţile electrice ale pămînturilor

Pămîntul fiind în general un mediu trifazic , rezistivitatea lui depinde de rezistivitatea fiecăreia dintre fazele componente . Ea este influenţată de asemenea de transformările pe care le suferă fazele ca urmare a interacţiunii dintre ele.

Marea majoritate a mineralelor care alcătuiesc scheletul pămîntului prezintă o rezistivitate foarte mare. Rocile eruptive cu o rezistivitate de cca 3×10^7 Ω_{cm} şi argilele 5o -1ooΩ_{cm}

Datorită sărurilor pe care le conţine în soluţie , apa din pămînt are o rezistivitate mult mai scăzută decît scheletul. Ea variază între $10^5\Omega_{cm}$ pentru apa de ploaie şi 1 - 10Ω_{cm} pentru apa subterană . Trebuie subliniată influenţa redusă a naturii sărurilor asupra rezistivităţii soluţiei.

Rezistivitatea aerului poate fi considerată practic infinită. Din cele arătate rezultă că principalul element conductibil din pămînt este apa. Ea influenţează rezistivitatea prin cantitatea în care se află în pămînt şi prin proprietăţile sale.

In fig.II.54 se arată variaţia rezistivităţii pentru diferite pământuri funcţie de umiditate.

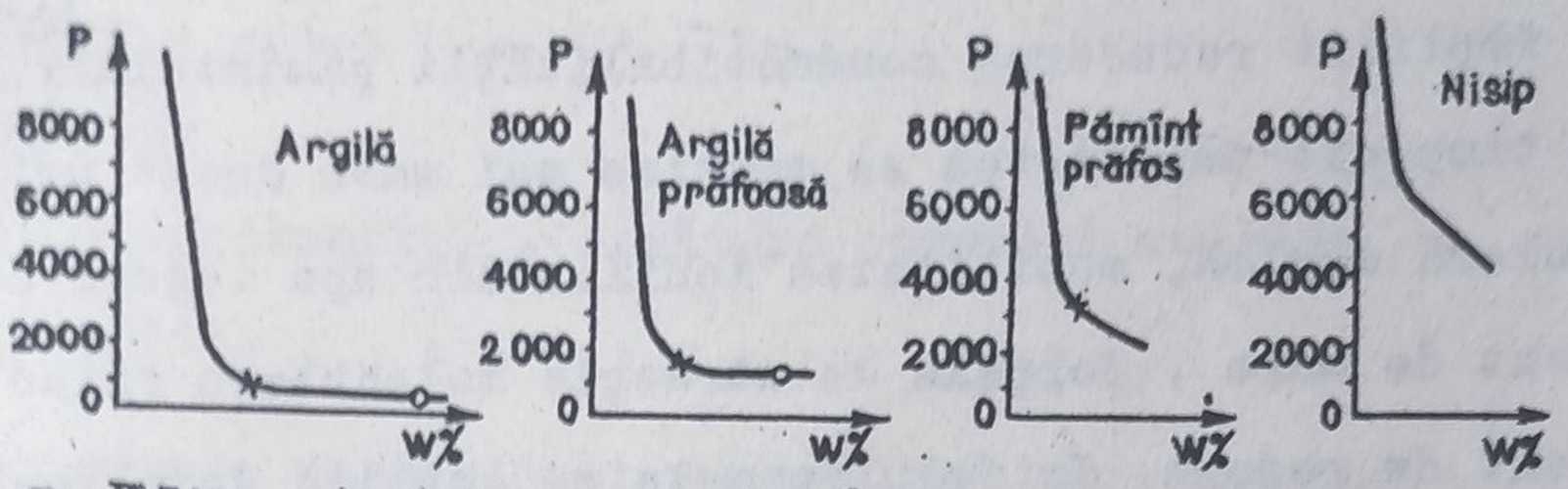


Fig.II.54 Rezistivitatatea pământului funcţie de compoziţia granulometrică.

Din grafice se vede că rezistivitatea este funcţie de umiditate , un punct caracteristic fiind umiditatea moleculară maximă . Deranjarea structurii s-a constatat că nu influenţează rezistivitatea. Valoarea rezistivităţii scade sensibil cînd umiditatea creşte mult peste limita de curgere sau cînd apa din pământ este puternic mineralizată.

Analizînd modul în care influenţează rezistivitatea ,felurile de apă din pământ , s-a observat că :

- apa higroscopică are o rezistivitate practic infinită
- apa strîns legată , are o rezistivitate invers proporţională cu grosimea peliculei
- apa slab legată este bună conducătoare de electricitate, efectul variaţiei cantităţii de apă slab legată asupra rezistivităţii pământului fiind aproape insensibilă
- apa liberă este un mediu relativ bun conducător de electricitate . Variaţia cantităţii de apă liberă este însoţită de o variaţie sensibilă a rezistivităţii pământului . Rezistivitatea pământului creşte liniar cu scăderea umidităţii sale,datorită scăderii cantităţii de apă liberă.

Conductibilitatea electrică a apei libere se datoreşte ionilor proveniţi din disocierea sărurilor minerale .Evaporîndu-se apa are loc concentrarea soluţiei şi reducerea ionilor disociaţi, deci implicit reducerea conductibilităţii pămîntului.

Atît timp cît umiditatea se menţine mai mare decît umiditatea moleculară maximă, mobilitatea ionilor din apa legată este încă suficient de mare , forţele de atracţie moleculare fiind încă suficient de reduse. In felul acesta se explică de ce conductibilitatea este constantă pentru variaţii peste umiditatea moleculară maximă.

C U P R I N S

pag.

Prefaţă 3

Introducere

- Obiectul cursului . Legătura cursului cu alte discipline 5

- Importanţa disciplinei pentru rezolvarea problemelor inginereşti specifice construcţiilor . . . 6

- Dezvoltarea tehnicii executării fundaţiilor pe plan mondial şi naţional 7

- Sarcini de viitor în domeniul construcţiilor hidrotehnice la noi în ţară 1o

Partea I . Noţiuni de geologie

Cap.1. Cunoştinţe generale asupra pământului

- Structura pământului şi morfologia generală a suprafeţei globului terestru 12

- Proprietăţile fizice ale pământului 15

Cap.2. Procesele endogene şi exogene care duc la formarea reliefului

- Noţiuni de geomorfologie . Formele de relief şi dezvoltarea lor 18

Cap.3. Noţiuni de geologie dinamică 22

- Procesele endogene 23

- Fenomenele geologice exogene 44

- Fenomene geologice de interes deosebit pentru ingineri 7o

Cap.4. Noţiuni de mineralogie .

- Structura internă a mineralelor 88
- Geneza mineralelor 92
- Proprietăţile fizice ale cristalelor . . 96

Cap.5. Noţiuni de petrografie

- Roci magmatice sau eruptive 101
- Rocile sedimentare 113
- Roci metamorfice 125

Cap.6. Noţiuni de stratigrafie şi paleontologie

- Stratigrafie 126
- Paleontologie 129

Cap.7. Noţiuni de hidrogeologie

- Proprietăţile rocilor în raport cu apa . . 134
- Strate (pînze) sau pături acvifere . . . 138
- Izvoare 147

Partea II. Fizica pămînturilor şi rocilor stîncoase .

A. Proprietăţile fizice ale rocilor

1. Clasificarea geologică tehnică a rocilor 149
2. Structura şi textura rocilor
- Structura şi textura rocilor stîncoase 151
- Structura şi textura pămînturilor . . . 155

3. Fragmentarea naturală a rocilor
- Fragmentarea naturală a pămînturilor . . 158

- Fragmentarea naturală a rocilor stîncoase . . 170

4. Apa în pămînt şi în rocile stîncoase

- Apa legată chimic - 185

- Apa legată fizic 186

- Apa liberă . Apa capilară. Apa gravitaţională 196

5. Proprietăţile pămîntului în raport cu apa

- umiditatea 205

- Plasticitatea pămîntului 208

- Contracţia pămînturilor 211

- Mişcarea apei în pămînt şi în rocile stîncoase 215

- Vaporii de apă 235

- Ghiaţa în pămînt 240

- Forţele de legătură din scheletul pămîntului 245

B. Proprietăţile termice ale pămînturilor 247

C. Proprietăţile electrice ale pămînturilor . . . 250

624.15(02)=59

[illegible]

243/1572 20 m15 l cp12,80